Die Diabasgänge der Silvretta

Die Ganggesteine des Malcantone

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN ABTEILUNG

DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VORGELEGT VON

PETER PAUL BEARTH

von **Somvix** (Graubünden)

ZÜRICH 1932

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64.

Die Diabasgänge der Silvretta

Die Ganggesteine des Malcantone

INAUGURAL-DISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER DOKTORWÜRDE

DER MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN ABTEILUNG

DER PHILOSOPHISCHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VORGELEGT VON

PETER PAUL BEARTH

von **Somvix** (Graubünden)

ZÜRICH 1932

Diss.-Druckerei A.-G. Gebr. Leemann & Co.

Stockerstr. 64.

Genehmigt von der mathematisch-naturwissenschaftlichen Abteilung der philosophischen Fakultät auf Antrag der Herren Professoren Dr. M. Reinhard und Dr. H. Preiswerk.

Basel, den 30. Juni 1931.

Prof. Dr. **W. Matthies,** Dekan.

Sonderdruck aus
„Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen"
Band XII, Heft 1, 1932.

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

Die Diabasgänge der Silvretta

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
Einleitung	148
Alter der Gänge	150
Verteilung der Gänge	151
Petrographischer Teil	154
Mikroskopische Beschreibung	155
a) Strukturen	155
b) Kristallisationsfolge	156
c) Mineralbestand	157
1. Eigentliche Diabase	157
A. Primäre Mineralien	157
B. Sekundäre Mineralien	159
2. Diabasporphyrite	160
3. Hornblendediabase	161
4. Hornblendebiotitdiabase	163
5. Geschieferte Diabase	163
Miarolithische Bildungen	165
Myrmekitähnliche Verwachsungen	166
Endogene Umwandlungen	168
Ursachen der Umwandlungen	171
Chemismus der Diabase	172
Bemerkungen zur Intrusionsmechanik	175
Vergleich mit andern Gebieten	177
Schlußwort	178
Literaturverzeichnis	178

ZUSAMMENFASSUNG.

Die vorliegende Arbeit gibt eine zusammenfassende Darstellung der Diabasgänge des südöstlichen Teiles der Silvrettadecke. Ihre Unterlage bildet die geologische Aufnahme des Gebietes im Masstab 1: 25 000. Die beigefügte Karte im Masstab 1: 100 000 zeigt die wesentlichen Züge im Aufbau dieses Gebietes und die Verteilung der beobachteten Diabasgänge.

Neben der geologischen Beschreibung wurde Sorgfalt auf die mikroskopische Analyse der Diabase gelegt, die unter anderem eine gewisse Variation des petrographischen Charakters ergab. Besondere Aufmerksamkeit wurde den durch spätmagmatische (pneumatolytisch - hydrothermale) Vorgänge hervorgerufenen Gesteinsumwandlungen getragen. Ebenso wurde eine kurze Dar-

stellung der Einwirkungen alpin-tektonischer Vorgänge auf einen Teil der Gänge gegeben. Am Schlusse finden sich noch die chemischen Analysen zweier Diabase und ein Vergleich mit dem Chemismus verwandter Gesteine.

Einleitung

Die vorliegende Arbeit ist ein Teilergebnis der im Zeitraum 1924—1931 von mehreren Petrographen in der Silvretta durchgeführten Aufnahmen im Masstab 1 : 25 000. Das in dieser Zeit von A. Streckeisen, F. Spaenhauer, P. Bearth und E. Wenk aufgenommene Gebiet bedeckt im Grundriss eine Fläche von rund 580 km². Es umfasst die kristallinen Gesteine des südwestlichen Teils der sogenannten Silvrettadecke, der höchsten tektonischen Einheit der Schweizeralpen. Auf der beiliegenden Karte ist die Begrenzung dieser Fläche durch eine schraffierte Linie angegeben.

Im wesentlichen wird das Gebiet aufgebaut von Ortho- und Paragneisen, Mischgneisen und Amphiboliten. Die meist langgestreckten Gesteinszonen streichen vorherrschend ENE. Im nordöstlichen Teil geht das Streichen immer mehr in die ESE-Richtung über, so dass der gesamte Komplex östlich vom Inn in der Nunagruppe konvergiert. Ein Blick auf die geologische Karte zeigt dieses merkwürdig fächerartige Ausstrahlen der Gesteinszüge von der Nunagruppe, in der wie in einem Brennpunkt alle Zonen sich sammeln.

Dieses Gebiet ist durchsetzt von sporadisch auftretenden Gängen oder Ganggruppen. Es handelt sich mit wenigen Ausnahmen um Diabase. Die spärlich auftretenden Aplite, Pegmatite und die von Streckeisen beschriebenen Lamprophyre werden hier nicht berücksichtigt.

Das von den oben genannten Bearbeitern gesammelte Material ist so umfangreich, dass eine statistische Bearbeitung wertvolle Ergebnisse zu geben versprach. Es ist aber naturgemäss nicht nach jeder Richtung hin vollständig, so dass nicht alle im Verlaufe dieser Arbeit auftretenden Fragen ihre Lösung finden konnten. Die Gesichtspunkte, nach denen gesammelt werden sollte, ergeben sich oft erst im Laufe der Bearbeitung.

Alle beobachteten Gänge sind auf der beiliegenden Karte im Masstab 1 : 100 000 eingezeichnet. Es sind im ganzen 176. Häufig ist es sehr schwer, die Gänge im Felde zu verfolgen, da sie oft unterbrochen sind. Aus diesem Grunde mag es sein, dass gelegentlich getrennt gezählte Gänge in Wirklichkeit nur Teile ein und desselben Ganges sind. Jedoch dürfte die Anzahl derjenigen Gänge, die uns infolge der Bedeckung durch die Vegetation, durch Schutt und Eis ent-

gangen ist, bedeutend höher sein. Die genannte Zahl ist also eher zu tief als zu hoch.

Der Begriff Diabas ist hier gebraucht für ein Ganggestein. Mineralbestand: Augit und basischer Plagioklas. Struktur: diabasisch-körnig bis typisch ophitisch. Der Begriff ist auch für jene Gesteine beibehalten worden, die infolge endogener pneumatolytisch-hydrothermaler Umwandlungen einen andern Mineralbestand besitzen, aber offenbar aus den ersteren entstanden sind. Diese Definition ist praktisch in Übereinstimmung mit der in der modernen englischen und amerikanischen Literatur üblichen Anwendung des Begriffes „Diabas".

Über die Entwicklung der Begriffe Diabas, Basalt und Dolerit, die oft synonym gebraucht werden, und der daraus entstehenden Verwirrung gibt A. Johannsen eine interessante Zusammenstellung (**27**).

Für eine andere Gruppe von Ganggesteinen haben wir die Bezeichnung Diabasporphyrit verwendet. Diese Gesteine stimmen im Mineralbestand mit den eigentlichen Diabasen überein, treten geologisch in Verbindung mit ihnen auf, zeigen strukturell Übergänge zu ihnen und weisen entweder basischen Plagioklas oder Augit oder beide zusammen als Einsprenglinge auf. Für diese Gesteine werden in der Literatur gelegentlich die Begriffe „Labradorporphyrit" und „Augitdioritporphyrit" gebraucht (**20, 44**). Wir geben der Bezeichnung „Diabasporphyrit" den Vorzug, da er den engen genetischen Zusammenhang mit den Diabasen gut zum Ausdruck bringt und weil zwischen den beiden Typen keine scharfe Grenze gezogen werden kann.

Ausser diesen beiden Gesteinstypen der eigentlichen Diabase und der Diabasporphyrite finden sich hauptsächlich in der Nunagruppe mineralogisch etwas abweichende Ganggesteine, die als Hornblende- und Hornblendebiotitdiabase bezeichnet werden.

In petrographischer Hinsicht verdienen die miarolithischen Hohlraumfüllungen besondere Aufmerksamkeit, welche Aufschlüsse über endogene, postmagmatische Vorgänge, hauptsächlich hydrothermaler Natur, geben. Diese Vorgänge stehen in zeitlichem und genetischem Zusammenhang mit jener Gruppe von Erscheinungen, die eine mehr oder weniger vollständige Umwandlung des ursprünglichen Mineralbestandes hervorrufen und die teils pneumatolytischen, teils hydrothermalen Charakter tragen. Diese Umwandlungen haben überall die Tendenz, die Diabase in ein strukturloses Gemenge von Calcit, Chlorit, Sericit, Quarz und Erz zu verwandeln. Diese Umbildung geht stufenweise vor sich und ist nicht eine Folge

der Verwitterung, sondern das Ergebnis endogener Prozesse. Die durch sie gebildeten Mineralien nennen wir im Folgenden sekundäre Mineralien, im Gegensatz zu den primären, liquidmagmatischen Gemengteilen. Sekundär ist hier nirgends im Sinne von Vorgängen gebraucht, die ausserhalb des magmatischen Zyklus fallen. Der Begriff charakterisiert lediglich spätmagmatische, pneumatolytisch bis hydrothermale Bildungen.

In einem Schlusskapitel dieser Arbeit werden einige Bemerkungen über den Vorgang der Intrusion hinzugefügt. Sie haben hypothetischen Charakter.

ALTER DER GÄNGE

Eine genaue Altersbestimmung ist heute noch nicht möglich. Die Gänge durchbrechen alle die Silvretta aufbauenden Gesteinskomplexe, ohne ihre Regionalmetamorphose mitzumachen, sind also sicher jünger als diese, folglich nachhercynisch. Andererseits sind sie voralpin, denn alle Gänge in der Nähe der Überschiebungsfläche sind, als Folge der alpinen Dislokation, geschiefert. Im Val Barlas-ch fallen vier Vorkommen von geschiefertem Diabas in eine ungefähr NS-streichende Mylonitzone und ihre Schieferung dürfte ursächlich mit dieser in Zusammenhang stehen. Nach SPAENHAUER sind die dort vorgefundenen Gesteine verheilte, rekristallisierte Mylonite, die als alt, jedenfalls präalpin, betrachtet werden müssen.

Niemals wurde ein Diabas in den triasischen Sedimenten der Silvrettadecke (Ducanmulde) gefunden. Dies ist jedoch nicht als strikter Beweis für das höhere Alter der Gänge zu betrachten, denn die Sprunghaftigkeit in der Verteilung der Gänge ist nun bekannt und ausserdem sind die Sedimente der Ducanmulde abgeschert.

In den permischen Konglomeraten sind meines Wissens nirgends Diabasgerölle gefunden worden; wahrscheinlich sind die Gänge zur Zeit der Intrusion nirgends an die Oberfläche emporgedrungen.

Es wurde die Ansicht geäussert (**20, 49**), dass die Intrusion der Diabase zeitlich mit der der Ophiolite zusammenfalle, dass sie also mesozoisch seien. Ein Vergleich des Chemismus schliesst diese Möglichkeit nicht aus. Man findet bei den mesozoischen Ophioliten gleichfalls eine Tendenz zur Alkalireihe, wenn auch nicht so ausgeprägt wie bei den Diabasen. Einzelne Ophiolite des Unterengadinerfensters kommen den Diabasen in der chemischen Zusammensetzung sehr nahe. In diesem Zusammenhange wurden auch die von BODMER-BEDER (**4 a**) für seine Arbeit über die Diabase, Variolite und Spilite der Weissfluh benutzten Dünnschliffe durchgesehen. Diese Gesteine

zeigen sowohl mineralogische als auch strukturelle Unterschiede gegenüber den Diabasen der Silvretta, so dass ein Zusammenhang der beiden Intrusionen, der schon aus tektonischen Gründen unwahrscheinlich ist, nicht angenommen werden kann. Wenn aber die Diabasgänge im Mesozoikum in die Decke eingedrungen wären, so müsste man an der Basis der Decke Ophiolite erwarten. Das ist aber nicht der Fall. Ausserdem ist es immerhin auffallend, dass nirgends in der Trias der Silvrettadecke Diabase gefunden wurden.

Den Argumenten, die HAMMER (**20**) für ein mesozoisches oder postmesozoisches Alter der Gänge anführt, können wir keine grosse Beweiskraft beilegen. HAMMER beschreibt einen Gang vom Zwölferspitz, der Kalkschollen enthält, die aus der Tiefe, „wahrscheinlich aus den von den Gneisen des Rojentales überschobenen mesozoischen Schichten der Lischannagruppe stammen". Danach müssten die Gänge postalpin sein. Aber im Silvrettakristallin treten da und dort vereinzelte Kalkschollen auf. Der Parallelisierung auf Grund rein lithologischer Merkmale bei diesen beiden Kalken kann ich keine grosse Beweiskraft zusprechen.

Eine Parallelisierung mit den mesozoischen Suldeniten und Ortleriten der Ortlergruppe erscheint uns deshalb gefährlich, weil wir es hier mit einer anderen tektonischen Einheit als der Silvrettadecke zu tun haben.

Aus allen bis jetzt bekannten Tatsachen ist ein sicherer Schluss auf das Alter der Gänge nicht möglich. Wir halten vorläufig an der Auffassung fest, dass es sich um eine späthercynische Intrusion handle, da uns diese Deutung gegenwärtig noch als die natürlichste erscheint.

VERTEILUNG DER GÄNGE

Sehr auffällig ist die ungleiche Verteilung der Gänge. In den westlichen und östlichen Teilen des Untersuchungsgebietes fehlen sie fast ganz und auch im nördlichen Teil sind sie nur spärlich vertreten. Dagegen bilden die Gänge im Süden eine schwarmweise Anhäufung von langgestreckter Form, deren Längsaxe vom Sertigpass in ENE-Richtung auf 25 km Länge bis in die Nunagruppe hineinzieht. Der Verlauf dieses Schwarmes deckt sich also mit der herrschenden (hercynischen?) Streichrichtung. Die von ihm bedeckte Fläche umfasst rund 150 km², d. h. 1/4 des gesamten Untersuchungsgebietes. Darauf entfallen 150 Gänge, also 85 %.

Von den übrigbleibenden 26 Gängen fällt die Mehrzahl auf eine nördliche Linie, welche vom Leidbachhorn über Jakobshorn, Sentis-

horn und Eisentällispitz nach dem Vereinapass und Piz Linard zieht und in ihrem Gesamtverlauf in bemerkenswerter Weise wiederum mit der herrschenden Streichrichtung übereinstimmt.

Diese sprunghafte Art der Verteilung macht sich aber auch im Einzelnen innerhalb des grossen Schwarmes bemerkbar. Jedem, der das Gebiet aufmerksam begeht, muss die Anhäufung der Gänge an einzelnen Punkten und deren Fehlen in mehr oder weniger grossem Umkreis um diese Häufungsstellen auffallen. Derartige örtliche Häufungen findet man am Sertig- und Scalettapass, im Val Villuoch, am Piz Vadret und Sursura-Pitschen, am Südhang des Piz d'Urezza u. s. f. Radiale Anordnung der einzelnen Gänge um ein Zentrum ist hie und da andeutungsweise vorhanden, aber nirgends klar ausgeprägt.

Die Gänge durchbrechen alle oben genannten Gesteinstypen, welche die Silvretta aufbauen. Ihre Häufigkeit ist von der Natur des Nebengesteins völlig unabhängig.

Die Streichrichtung der Gänge ist im allgemeinen willkürlich, d. h. es ist in der Regel keine bevorzugte Richtung bemerkbar und keine Abhängigkeit des Verlaufs vom Streichen des umgebenden Gesteins. Eine Ausnahme bilden die Gänge der Nunagruppe, die mehrheitlich konkordant in den Gneisen eingelagert sind, während überall sonst ausgeprägte Diskordanz herrscht. Abgesehen von der Nunagruppe zeigen die Gänge sonst weder unter sich noch in Bezug auf das Nebengestein regional gesetzmässige Anordnung.

Bemerkenswert ist noch, dass die Typen der Hornblende- und Hornblendebiotitdiabase fast ausschliesslich auf den östlichen Teil des Gebietes beschränkt sind und weiter im Osten, im Ötztal, sogar dominieren. Wenn diese Typen als saurere Differentiate aufgefasst werden, so liegt im Osten der Schwerpunkt einer mehr sauren, im Westen hingegen der Schwerpunkt einer mehr basischen Intrusion.

Ein einzelner Gang zeigt in seiner Richtung oft starken Wechsel, der manchmal unerwartet rasch, häufig auch allmählich erfolgt. Die Inkonstanz im Streichen ist so häufig, dass man sie geradezu als charakteristisches Merkmal bezeichnen kann. Wechsel der Richtung eines Ganges innerhalb desselben konstant streichenden Gesteinskörpers sind überall zu beobachten, obwohl keinerlei Anzeichen im Nebengestein auf eine vorgezeichnete Störungsursache (Verwerfung, Inhomogenität u. s. f.) hindeuten. Am Vadret findet man nebeneinander in demselben Gesteinskomplex horizontale und vertikale Gänge. Andererseits beobachtet man nicht selten Gänge, die eine scharfe Trennungsfläche zwischen zwei verschiedenen Gesteinszonen glatt und ohne Störung durchschlagen. Dies ist bemerkenswert, denn die

Unterschiede in bestimmten mechanischen Eigenschaften der durchbrochenen Gesteine (z. B. Paraschiefer und Amphibolit) lassen a priori ein anderes Verhalten erwarten.

Die Fallrichtung kann selten bestimmt werden. Eine Andeutung gibt natürlich die Intersektion mit dem Gelände. In den zentralen Partien, z. B. Sertig, Vadret, stehen die meisten Gänge senkrecht oder nahezu senkrecht. Angenähert horizontale Lagerung findet man selten. Ein gesetzmässiger Wechsel lässt sich aus den vorhandenen Daten nicht herauslesen.

Es ist gewöhnlich schwierig, über die longitudinale Erstreckung eines Ganges genaue Angaben zu machen. Schutt und Vegetation verhindern vielfach die Verfolgung und die Identität im lithologischen Charakter macht es oft unmöglich, in einem Schwarm zwei Gänge auseinanderzuhalten. Oft bricht ein Gang plötzlich ab und setzt an einem andern Ort ebenso unvermittelt wieder ein. Der längste bis jetzt ununterbrochen verfolgbare Diabasgang durchzieht die Nordwand des Piz Fontauna und ist vom Sertigpass aus sichtbar; er hat eine Länge von 1,6 km bei 18 m Mächtigkeit.

Die Mächtigkeit der einzelnen Gänge schwankt zwischen einigen Centimetern und 50 m. Am häufigsten dürften Gänge zwischen 5—10 m sein. Einzelne stockartige Massen erreichen auch eine Mächtigkeit von bis 100 m (mehr als 50 m). Eine solche Masse, die Linsen des durchbrochenen Orthogneises einschliesst, findet sich westlich vom Piz Fontauna, eine andere am Südhang der Val Villuoch und eine dritte in Macun, im Nordwesten des P. Nuna. Bemerkenswert ist die Konstanz der Mächtigkeit, die die Gänge in ihrem ganzen Verlaufe meist zeigen. Scharf gezeichnete Salbänder bilden die Regel. Verzweigungen findet man hie und da, manchmal ohne dass einer der Zweige eine Abnahme der Mächtigkeit gegenüber dem ursprünglichen Stamme erkennen lässt.

Die Gänge setzen meist unvermittelt, ohne ihre Mächtigkeit zu verringern, ab. Aufspaltungen am Ende sind beobachtet worden, bilden aber Ausnahmen.

Der Kontakt mit dem Nebengestein ist fast immer sehr scharf. Unter dem Hammer bricht er meistens weg. In seltenen Fällen zeigen sich am Rande Trümmerbildungen; gelegentlich hat die Gangmasse Trümmer des Nebengesteins völlig eingeschlossen und so ganz lokale und wenig mächtige Eruptivbreccien geschaffen. Kontaktwirkungen von Belang sind am Nebengestein nirgends beobachtet worden. Eine am Kontakt beobachtete Grünfärbung von Orthogneis ist auf eine Chloritisierung des Biotites zurückzuführen. Allerdings

durchbrechen die Gänge nirgends Gesteine, die für Kontaktwirkungen, wie sie durch solche Intrusionen hervorgebracht werden, empfindlich wären.

Petrographischer Teil

Der verbreitetste Typus ist ein feinkörniges bis dichtes, dunkelgrünes bis schwarzes Gestein, das den Eindruck grosser Frische erweckt. Selten wird die Korngrösse so bedeutend, dass man mit blossem Auge die Feldspatleisten und die dunklen, meist unregelmässig begrenzten Augite erkennen kann. Das Gestein zeigt deutlich massige Struktur. Eine Ausnahme macht hier die Gruppe der Diabasporphyrite, die bis 1 cm grosse Feldspateinsprenglinge und kleinere, schwarze Flecken von Augit aufweist. Eine zuverlässige Bestimmung und Einteilung ist aber nur auf Grund der mikroskopischen Analyse möglich.

Oberflächlich verwittern die Gesteine verschieden. Am häufigsten sind orange und braune Farben, aber auch ein helles Grau oder Graugrün trifft man an. Es handelt sich stets nur um eine dünne, ein paar Millimeter dicke Verwitterungsrinde. Aus den hellen Orthogneisen und Mischgneisen heben sich die Diabase deutlich heraus, fallen aber in den Amphiboliten meist nur durch ihre andersartige Klüftung auf.

Die Gänge zeigen schiefwinklige polyedrische Absonderungsformen, gelegentlich auch mehr regelmässige, plattige Absonderung, wobei zwei Spaltflächensysteme ungefähr senkrecht zueinander und zur Fallebene stehen.

Bei den mächtigeren Gängen ist meist zwischen Salband und zentraler Partie ein deutlicher struktureller Unterschied festzustellen, während die schmäleren Gänge makroskopisch meist gleichkörnig erscheinen, aber fast durchwegs durch die grössere Feinheit des Kornes auffallen. Rasche Erstarrung an der Grenzfläche findet in der Ausbildung glasiger Partien seinen Ausdruck. Diese Glasbildung ist jedoch eine seltene Erscheinung. Escher (13) erwähnte einen derartigen Kontakt am Grialetsch — zwischen Diabas und Amphibolit. Ich kann nur noch zwei weitere Beispiele beifügen. Die Seltenheit dieser Erscheinung erklärt sich aus der niedrigen Viscosität des basaltischen Magmas.

Am häufigsten findet bei den mächtigeren Gängen eine progressive Änderung der Struktur von der Mitte nach dem Salbande hin statt. Als Beispiel erwähnen wir den Gang des Piz Fontauna (Figur 1). Er ist 18 m mächtig und lässt sich als flach nach Süd-

westen einfallende Platte vom Ostgrat des Piz Fontauna bis in den Moränenschutt des Osthanges der Val Tschüvel hinein verfolgen. Das liegende Salband, ca. 3 m breit, zeigt dichte Grundmasse mit hell herauswitternden Einsprenglingen, also porphyrische Struktur. Diese geht dann allmählich durch Verschwinden der Einsprenglinge und Grösserwerden des Kornes in eine grössere zentrale Masse über, in der die Feldspatleisten von blossem Auge erkennbar sind. Auch das hangende Salband zeigt etwas dichtere Grundmasse als der Kern,

Fig. 1. Der Diabasgang des Piz Fontauna von N gesehen.

jedoch keine Einsprenglinge, dafür aber bis 1,5 cm grosse, unregelmässige Nester, die mit Feldspat, Epidot und Calcit gefüllt sind. Der Gang ist also strukturell asymmetrisch gebaut. Abgesehen von derartigen randlichen Modifikationen ist die Gangmasse in der Regel durchaus einheitlich. Ganz ausnahmsweise findet man dünne Segregationsadern — jüngere Ausscheidungen, die mit Feldspat, Epidot und Calcit, selten mit Erz, ausgefüllt sind.

Zusammengesetzte Gänge sind nirgends beobachtet worden.

MIKROSKOPISCHE BESCHREIBUNG

a) Die Strukturen

Eine Gruppierung der vorliegenden Gesteine ist, mit Ausnahme

derjenigen der Nunagruppe, zunächst allein auf Grund der strukturellen Unterschiede möglich. Diese Unterschiede sind teils auf das Vorherrschen der einen der beiden Hauptkomponenten — Plagioklas oder Augit —, hauptsächlich aber auf die Verschiedenheit der Kristallisationsbedingungen zurückzuführen. Es lassen sich drei Strukturtypen unterscheiden, die aber durch Übergänge miteinander verbunden sind. Am verbreitetsten ist die diabasisch-körnige, divergentstrahlige Struktur — die einerseits bei ganz feinkörnigen Gesteinen in eine Intersertalstruktur übergeht, andererseits bei relativ grobkörnigen Massen einen stetigen Übergang in die ophitische Struktur zeigt. In der Regel kann man schon von blossem Auge die Gesteine mit porphyrischer Struktur von den oben genannten Typen unterscheiden, während diese erst mit Hilfe des Mikroskops getrennt werden können.

Die ursprüngliche Struktur ist häufig durch sekundäre Prozesse verwischt oder gänzlich zerstört worden.

Die Strukturunterschiede ergeben folgende Unterteilung:

1. Diabase mit diabasisch-körniger bis ophitischer und intersertaler Struktur, kurz „Diabase" genannt,
2. Diabase mit porphyrischer Struktur, „Diabasporphyrite" genannt.

Den „Diabasen" wurden noch einige Ganggesteine aus der Nunagruppe hinzugefügt, die im Mineralbestand Abweichungen zeigen und in der Struktur mehr zu den Lamprophyren hinneigen.

Gesondert werden ferner jene Ganggesteine behandelt, die durch nachträgliche tektonische Vorgänge texturelle Umwandlungen erfahren haben.

b) Kristallisationsfolge

Die Kristallisation der beiden Hauptgemengteile Plagioklas und Augit erfolgte in den gewöhnlichen Diabasen meist etwa gleichzeitig, d. h. sie begann zuerst mit einer Ausscheidung von Plagioklas, dem dann der Augit folgte. Die Kristallisation des Feldspates ging danach z. T. nach Abschluss der Bildung von Augit noch weiter. In den Interstitien bildete sich Erz, Biotit, Chlorit oder auch Quarz.

Die Feldspateinsprenglinge der Diabasporphyrite haben häufig zonar angeordnete idiomorphe Augite eingeschlossen. Andererseits führen auch die Augiteinsprenglinge Einschlüsse von Feldspat, deren Charakter nicht näher bestimmt werden konnte und die meist xenomorph sind. Vielleicht handelt es sich hier um einen später auskristallisierten, saureren Plagioklas oder diese Erscheinungen sind

wiederum der Ausdruck für eine simultane Kristallisation der Plagioklas- und der Augiteinsprenglinge.

c) Mineralbestand

Die Gesteinskomponenten zerfallen in zwei genetisch verschiedene Gruppen, die als primär und sekundär unterschieden wurden. Sekundäre Mineralien sind das Ergebnis postmagmatischer, pneumatolytisch-hydrothermaler Prozesse endogener Natur. Sie bilden sich dabei z. T. auf Kosten der primären Mineralien, die in normaler Weise durch Kristallisation aus dem flüssigen Magma entstanden sind. Eine Trennung ist nicht überall mit aller Strenge durchführbar.

1. EIGENTLICHE DIABASE

A. Primäre Mineralien

Plagioklas ist der vorherrschende Gemengteil. Der prozentuale Anteil[1]) schwankt zwischen 50 %—70 %. Er bildet meist schmale Leisten, scharf begrenzt, mit annähernd quadratischem Querschnitt. Nur wenige Schliffe eignen sich zu genauen Messungen nach der Fedoroff-Methode (**38**). Diese ergaben einen Gehalt von 30—40 % An. Es handelt sich also um basischen Oligoklas bis Andesin. $2V = 85°$, in einem Falle $\pm 2V = 90°$. Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz sind häufig, daneben treten selten Periklinlamellen und Karlsbaderzwillinge auf. Die maximale Auslöschung in einem Schnitt senkrecht (010) ergab in einem Falle $\pm 13°$. Mit wenigen Ausnahmen zeigt der Plagioklas im Dünnschliff starke Umwandlung der inneren Partien in eine braune bis dunkelgraue Masse, die aus Körnern von Epidot und Zoisit und einem hellen Gewebe eines glimmerartigen Minerals besteht. Dieses Mineral zeigt faserigen bis blätterigen Habitus, hat positiven Charakter der Hauptzone, Doppelbrechung des Muskovits und ist einaxig negativ. Wahrscheinlich handelt es sich um Sericit, jedoch konnte eine chemische Analyse, die erst die sichere Unterscheidung von optisch gleichartigen Mineralien wie Talk gewährleistet, nicht gemacht werden. Für die Bildung von Sericit spricht indessen der hohe Kaligehalt der Analyse eines solchen Gesteins, der wohl zur Hauptsache im Plagioklas verborgen ist. Die umgewandelte dunkle Kernpartie des Plagioklases ist umrahmt von einem scharf gezeichneten, hellen Rand, der überall, wo er bestimmt werden konnte, als Albit sich erwies. Dieser Rand ist gegen alle später einsetzenden Umwandlungen sehr widerstands-

[1]) Alle im Folgenden angegebenen quantitativen Mineralbestände werden in Volumprozenten ausgedrückt.

fähig und oft das einzige Relikt, das die ursprüngliche Struktur des Gesteins noch zu erkennen gestattet.

Orthoklas konnte nirgends festgestellt werden.

Quarz ist in den meisten Gesteinen vorhanden, jedoch nur in wenigen als primärer Bestandteil. Er füllt dann als letztes Kristallisationsprodukt einen Teil der Interstitien aus. Myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Plagioklas kann man gelegentlich beobachten, sie dürften aber z. T. sekundären Ursprungs sein. Diese Frage wird in einem späteren Abschnitt eingehend behandelt.

Olivin konnte nirgends nachgewiesen werden. Jedoch finden sich vereinzelt Pseudomorphosen von Chlorit, deren Umrisse an Olivin erinnern und die vielleicht daraus hervorgegangen sind.

Der Augit bildet isometrische Körner oder grosse, allseitig von Plagioklas durchwachsene Tafeln. Sie sind fast farblos, nicht pleochroitisch, oft mit einem Stich ins Braunviolette, der auf Titangehalt hindeutet. Axenwinkel um 60°. Auslöschungsschiefe zwischen 35° und 45°.

Randlich geht der Augit sehr häufig unter Abscheidung von Erz in faserige, blassgrüne Hornblende über, die ihrerseits sich wieder in Chlorit umwandelt. Diese Umwandlung lässt sich bis zum vollständigen Ersatz des Augitkristalles durch Chlorit verfolgen. Häufig kann man auch eine randliche Verwachsung von Augit mit Biotit beobachten, jedoch können aus dem mikroskopischen Bilde keine sicheren Schlüsse auf etwaige genetische Beziehungen zwischen den beiden Mineralien gezogen werden.

Biotit ist nur in wenigen Schliffen vorhanden und auch hier meist nur reliktisch mit verschwimmenden Umrissen in Chlorit eingebettet. Der Pleochroismus ist meist kräftig:

n_γ = dunkelbraun, n_β = braun, n_α = hellgelb.

Einaxig oder nahezu einaxig. Er füllt als letztes Produkt der Kristallisation mit Quarz und Erz die Interstitien und ist wahrscheinlich öfters als synantetische Bildung zwischen Erz und Plagioklas im Sinne Sederholms aufzufassen.

Delessit. In einigen Gesteinen ist die Zwischenklemmasse von einem intensiv gelbgrün gefärbten Mineral gebildet, das faserigen Habitus besitzt und oft Andeutungen von Radialstruktur zeigt. Das Mineral ist pleochroitisch:

n_γ = grün, n_β = hellgrün, n_α = hellgelbrot

Die Fasern zeigen positiven Charakter der Hauptzone, Doppelbrechung etwas höher als Quarz, positives Relief. Einaxig, negativ. Es scheint sich um Delessit zu handeln.

Da im vorliegenden Falle der Augit sowohl wie der Feldspat vollkommen frisch sind, so muss der Delessit entweder ein Umwandlungsprodukt einer glasigen Mesostasis oder ein durch wässerige, residuale Lösungen während des Endstadiums der Kristallisation des Magmas abgelagertes Mineral sein. Für das Vorhandensein einer glasigen Grundmasse spricht keine einzige Beobachtung; dies erscheint im Gegenteil in Anbetracht der gleichmässigen, relativ ansehnlichen Korngrösse als ausgeschlossen. So bleibt die letztere Deutung die wahrscheinlichste; sie steht auch mit anderen Beobachtungen im Einklang.

Chlorit. Dieser Begriff ist als Sammelbegriff zu betrachten. Tatsächlich zeigen die unter diesem Namen zusammengefassten Mineralien eine grosse Variation der optischen Eigenschaften. Als primär möchte ich nur blassgrüne Aggregate von Sphäroliten eines schwach doppelbrechenden Minerals mit positiver Hauptzone und blauschwarzen anomalen Interferenzfarben betrachten. Alle anderen Chlorite sind sekundären Umbildungen zu verdanken.

Das schwarze Erz kommt in Form unregelmässiger Körner oder als Skelette und feine Nadeln vor. Die Skelette und Nadeln durchsetzen oft andere Mineralien. Die Körner liegen in den Interstitien. Die häufige Bildung von Leukoxen zeigt, dass es sich um titanhaltigen Magnetit handelt. Pyrit ist in stark umgewandelten Diabasen gelegentlich zu beobachten. Öfters ist ein Teil des Erzes sekundären Umbildungen zu verdanken.

Als akzessorische Bildung spielt vor allem Apatit eine grosse Rolle, der in Form schlanker Nadeln oft durch mehrere Gemengteile hindurchgewachsen ist und besonders im hellen Quarz stark auffällt.

Titanit bildet kleine Körner. Selten.

B. Sekundäre Mineralien

Sericit, Epidot, Zoisit, Calcit und Quarz (sehr selten auch Chlorit) sind die durch Umwandlung des basischen Kerns der Plagioklase gebildeten Mineralien. Ihre genaue Bestimmung ist nicht möglich, da sie sich in kleinen, pigmentierten Häufchen zusammenballen, welche vom Mikroskop nur unvollkommen aufgelöst werden. Das Pigment mag Erz enthalten.

In der kryptokristallinen Grundmasse einer porphyrischen Randfacies eines Diabases fanden sich Pseudomorphosen nach Feldspateinsprenglingen, die den Charakter eines weissen Glimmers, aber scheinbar erheblich höhere Doppelbrechung aufweisen. Wahrscheinlich handelt es sich um Talk.

Oft als sekundäre Bildung, und zwar nach Augit, erweist sich die Hornblende. Es ist dies eine aktinolithische Hornblende, feinfaserig, schwach pleochroitisch blaugrün bis farblos; nur selten zeigen sich fleckenweise intensivere Farbe und Pleochroismus. Auslöschungsschiefe 15°. Die Umbildung von Augit in Hornblende erfolgt unter Abgabe von Erz.

Die Hornblende ist ihrerseits verwachsen mit Chlorit, der aus ihr entstanden ist. Farbe und Pleochroismus zeigen starke Intensitätsunterschiede bei den verschiedenen Mineralien dieser Gruppe. Die Farbe variiert von blassgrün bis grün. Die Doppelbrechung ist meist schwach, schwankt aber ebenfalls. Faserartige Bildungen mit höherer Doppelbrechung, die an Serpentin erinnern, gehen in schwach doppelbrechende Mineralien über. Anomale Interferenzfarben kennzeichnen alle diese Mineralien, meist sind sie dunkelblau mit Abweichungen gegen schwarz oder violett, selten dunkelbraun.

Ein Teil des Chlorites bildet sich auch aus Biotit. Gelegentlich tritt auch Biotit als sekundäre Bildung auf, besonders auffällig in einer Partie des Ganges am Piz Fontauna, wo der Biotit kleinere, durch Einschlüsse stark getrübte braune Blättchen bildet, die randlich andeutungsweise Chloritisierung zeigen. Diese Biotite bilden Häufchen in einer Masse von Calcit, Erz und Quarz, und scheinen mir sekundär, durch Neukristallisation entstanden zu sein.

Calcit bildet unregelmässige Häufchen, die meist braun gefärbt erscheinen und nur an Stellen, wo Sammelkristallisation möglich war, als grössere farblose Körner erscheinen. Wie weit andere Karbonate beigemischt sind, konnte nicht entschieden werden.

Quarz. Die unregelmässige Begrenzung und randliche Verwachsung mit der umgebenden Grundmasse sowie die Zunahme mit dem Fortschreiten der hydrothermalen Umwandlungen beweist, dass der Quarzgehalt hauptsächlich diesen sekundären Prozessen zu verdanken ist.

Auch der Gehalt an Erz ist davon abhängig.

2. DIE DIABASPORPHYRITE

In einer mikrokristallinen bis kryptokristallinen Grundmasse liegen idiomorphe Einsprenglinge von Augit und Plagioklas, seltener Orthaugite und Pseudomorphosen von Chlorit (letztere vielleicht nach Olivin).

Die Plagioklaseinsprenglinge bilden Kristalle bis 1 cm Länge, haben Tendenz zu isometrischer Ausbildung und zeigen oft Zonarstruktur. Makroskopisch erscheinen sie blassgrün. Es fällt schwer,

unter dem Mikroskop noch ein gut erhaltenes Fragment zu finden, das die feine Lamellierung der basischen Plagioklase erkennen lässt. Das Mineral ist in Epidot, Zoisit (+ Calcit?), Erz und Sericit umgewandelt.

Die Einsprenglinge zeigen häufig Einschlüsse von idiomorphem, isometrischem Augit, der in einer ganz bestimmten Periode der Plagioklasbildung ausgeschieden wurde, da er in diesen in einer bestimmten Zone angeordnet erscheint. Daneben finden sich auch noch Einschlüsse von Quarz und sogar myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat, selten auch Hornblende und Chlorit.

Die bis 3 mm grossen, idiomorphen Einsprenglinge von Augit zeigen meist einen Stich ins Rötliche. Zwillinge sind häufig. Die grösseren Individuen zeigen gelegentlich eine durch unregelmässige Einschlüsse von Plagioklas verursachte poikilitische Struktur. In mehreren Fällen wurde eine durch Protoklase verursachte Krümmung der Augitkristalle beobachtet.

Fleckenweise ist der Augit in eine blaugrün-hellgelb pleochroitische, faserige Hornblende umgewandelt, die immer kleine Körnchen von Epidot und Titanit (?) führt.

Orthaugit. Der meist mit dem Augit parallel verwachsene Orthaugit ist schwach pleochroitisch und wenig gefärbt.

n_γ = blaugraugrün, n_α = farblos.

Er gehört in die Reihe Enstatit-Hypersthen. Dieses Mineral wird in blassgrünen, schwach doppelbrechenden Bastit umgewandelt, wobei immer ein Kristall von Bastit einen Orthaugit völlig ersetzt. Dabei werden unbestimmbare, hoch brechende Körner, vielleicht von Epidot, gebildet.

Bemerkenswert ist die Beobachtung, dass die Kristallisation von Orthaugit nach derjenigen von Augit erfolgt ist.

Die aus dem Augit entstandene Hornblende ist etwas lebhafter gefärbt als der Orthaugit und zeigt stärkeren Pleochroismus und schiefe Auslöschung. Sie geht in einen Chlorit über, dessen Doppelbrechung schwächer ist als diejenige des Bastits.

Grundmasse. Dieselben Mineralien, die als Einsprenglinge auftreten, bilden auch die Grundmasse, deren Hauptanteil divergentstrahlig angeordneter, meist stark umgewandelter Plagioklas ist. Daneben finden sich noch Erz und gelegentlich Karbonat und Quarz und stets auch Apatit.

3. HORNBLENDEDIABASE

Gesteine, in denen Hornblende als primärer Gemengteil, z. T.

neben, z. T. ohne Augit auftritt, finden sich besonders zahlreich im Nunagebiet. Nördlich vom Inn ist dieser Typus durch den Gang der Fuorcla Linard vertreten.

Ähnliche Ganggesteine beschrieb HAMMER besonders aus dem Ötztal (**21 a**). Er nennt sie Spessartitdiabase. Tatsächlich neigen sie zur Ausbildung der panidiomorphen Struktur der Lamprophyre; aber ihr Zusammenhang mit den eigentlichen Diabasen ist eindeutig und sehr eng — man darf sie nicht als Lamprophyre bezeichnen —, deshalb ziehen wir die Bezeichnung Hornblendediabas vor.

Die in Rede stehenden Gesteine sind etwas heller als die gewöhnlichen Diabase.

Der Plagioklas bildet auch hier den Hauptgemengteil. Er hat die Tendenz zu isometrischer Ausbildung und zeigt häufig Zonarstruktur. Auch hier ist der basische Kern in der Regel in eine von dunklem Pigment durchsetzte Masse von Sericit umgewandelt und nur mehr der Albitrand intakt. Die Bestimmung eines Plagioklases nach FEDOROFF ergab einen An-Gehalt von 30 %.

Augitrelikte wurden nur in drei Gängen beobachtet. Es handelt sich um einen blassbraunen Titan-Augit, der in diesen Gängen teilweise, in andern aber vollkommen ersetzt wird durch ein blassgrünes, ganz schwach pleochroitisches Mineral. Dieses ist zweiaxig, negativ, $2V = 80°$, Auslöschungsschiefe $15°$ (n_γ/c). Dieses auf Kosten des Augites unter Abscheidung von Erz gebildete Mineral ist eine Hornblende. Der stets vorhandene Quarz, der bis 5 % des Gesteins ausmacht, füllt immer die Interstitien aus. Myrmekitische Verwachsungen von Quarz und Feldspat sind häufig.

Orthoklas wurde auch hier nirgends beobachtet.

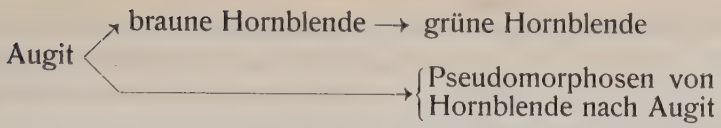
Charakteristisch für diese Gesteine ist der Gehalt an brauner oder braungrüner Hornblende. Sie ist in der Regel randlich mit dem Augit oder mit den eben erwähnten Pseudomorphosen nach Augit verwachsen. Nur dort, wo sie als dunkler Gemengteil dominiert, zeigt sie wohlausgebildete Formen. Der Pleochroismus ist sehr deutlich.

n_γ = dunkelbraun, n_β = braun, n_α = gelbbraun.

Die braune Hornblende ist dann randlich wiederum oft mit einer grünen verwachsen.

n_γ = blaugrün, n_β = grün, n_α = blassgelb.

Es ist beachtenswert, dass in diesen Gesteinen drei gut unterscheidbare Generationen von Hornblenden auftreten. Jede kennzeichnet ein bestimmtes Stadium der Gesteinsbildung. Zeitlich muss man sie, zusammen mit dem Augit, folgenderweise ordnen:



Epidot und Zoisit, Erz, Chlorit und Apatit sind in untergeordneter Menge vorhanden. Der Epidot zeigt vorzügliche morphologische Ausbildung. Dies und seine Verteilung sprechen für primäre Herkunft des Minerals.

4. HORNBLENDEBIOTITDIABASE

Von dem oben beschriebenen Typus bis zu Gesteinen, in denen der Biotit als dunkler Gemengteil überwiegt, finden sich alle Übergänge. Auch örtlich ist der Zusammenhang gewahrt, denn ausser in der Nunagruppe findet man Vertreter nur am Plattenhorn und am E-Grat des Piz Saglains. HAMMER nennt diese Gesteine Kersantitdiabase (**20, 21 a**).

Augit ist in diesen Gängen nicht mehr vorhanden. Die mit dem Biotit vergesellschaftete Hornblende ist stets grün und lebhaft pleochroitisch. Nirgends wurde braune Hornblende zusammen mit Biotit beobachtet. Der braune Biotit bildet mit Erz zusammen häufig Nester. Das Erz erscheint in Skelettform und ist stets von einem Leukoxenrand umgeben. Eigentümlich sind auch Nester von wohlausgebildetem Epidot.

Quarz ist meist vorhanden und füllt die Interstitien aus.

Die Resultate einer chemischen Analyse dieses Gesteins sind weiter unten angegeben.

5. GESCHIEFERTE DIABASE

In mehreren Fällen lässt sich eine Schieferung der Diabase erkennen. Es ist beachtenswert, dass Schieferung und Kataklase sich vorwiegend in jenen Gängen bemerkbar machen, die in der Nähe der alpinen Überschiebungslinie liegen. Dies ist so ausgeprägt, dass diese Gesteine den Verlauf dieser Linie charakterisieren. Dabei ist eine Abnahme der Presswirkungen mit der Entfernung von der Überschiebungslinie deutlich zu erkennen. Dies wird besonders auffällig, wenn man zwei Gänge am Osthang der Val Sulsana vergleicht, von denen der eine ca. 50 m, der andere über 1000 m von der Überschiebung entfernt ist. (Die Überschiebungsfläche wird dabei als senkrecht stehend angenommen, wofür die Intersektion mit dem Gelände spricht.) Auch mehr im Innern der Decke findet man gelegentlich gepresste Ganggesteine, aber weit weniger häufig und nicht mit derselben Gesetzmässigkeit.

Die durch die Überschiebungen erzielten Umwandlungen prägen sich vor allem in der Textur aus, während die dadurch bewirkten Mineralumwandlungen einen gewissen Grad nicht überschreiten. Die ursprünglichen Gemengteile sind gegen Stress empfindlich, der Plagioklas scheinbar mehr als der Augit, was aber auf dessen vorherige Umwandlung in Sericit und Epidot zurückzuführen ist. Es ist überhaupt oft schwer, die postmagmatischen Umwandlungen von den durch Stress bewirkten zu trennen. Letztere haben die Ersteren wahrscheinlich oft nur verstärkt.

Die ersten Anzeichen der Einwirkung eines gerichteten Druckes äussern sich in einem Zerbrechen der Plagioklasleisten und einer Tendenz zur Parallelorientierung der zerbrochenen Teile. Die frühere Zwischenklemm-Masse, bestehend aus Chlorit und Erz neben wenig Sericit und Epidot, sammelt sich bereits zu kurzen Flasern.

Ganz besonders schön zeigt ein Diabasporphyrit der Val Barlas-ch die weitere Entwicklung der Kataklaswirkungen. Die Plagioklaseinsprenglinge sind zu Linsen und schmalen Bändern ausgezogen, aber bei gekreuzten Nicols als solche noch erkennbar durch ihre Häufung von Sericit und Epidot. Die z. T. uralisierten Augite zeigen, wenn sie angenähert isometrisch sind, deutlich, wie sich die Grundmasse auf der einen Seite staut und auf der anderen Seite eine Art toten Raumes schafft. Langgestreckte Augitindividuen liegen mit der Längsaxe in der Schieferungsrichtung. Die Grundmasse zeigt ausgeprägte Paralleltextur. Hellere und dunklere Flasern wechseln anschwellend und abnehmend miteinander ab. Die dunkleren, grüngefärbten Flasern führen neben Hornblende vor allem Chlorit und Epidot. In ihnen häufen sich die Erzkörner, während die aus Sericit und Quarz (+ Talk?) gebildeten hellen Flasern davon frei sind.

Eine noch weitergehende Zerstörung der ursprünglichen Struktur und des Mineralbestandes zeigt ein Gestein aus der Nunagruppe. Ein helles, äusserst feinfilziges Gewebe von Sericit, Feldspat und Quarz ist durchzogen von dünnen, dunkel pigmentierten Fasern, von Streifen schwarzen Erzes und von Quarzschnüren. Das Gestein führt reichlich durch Sammelkristallisation gebildete Epidotkörner.

Bemerkenswert sind aber vor allem aderartig verlaufende, fast isotrope Partien, in denen noch eckige Trümmer von Mineralaggregaten zu erkennen sind. Diese fast isotropen Partien erweisen sich bei stärkster Vergrösserung als ein Teig von feinen, völlig zertrümmerten und ineinander verzahnten Körnern, die als Ganzes infolge dieser Zermahlung eine niedrige Doppelbrechung zeigen.

Durch Diaphtorese werden also die ursprünglichen Mineralien z. T. mechanisch zerstört und die Neubildung vor allem von Epidot, dann auch von Chlorit, Sericit und Quarz gefördert.

In Anbetracht der geringen Widerstandskraft der ursprünglichen Mineralien gegenüber mechanischer Beanspruchung, die bereits durch hydrothermale Umwandlungen z. T. untergraben wurde, erscheinen auch hier die Einwirkungen der alpinen Tektonik nicht als besonders stark.

MIAROLITHISCHE BILDUNGEN

Die folgenden Erscheinungen werden hauptsächlich in dem schon mehrfach erwähnten Gange am Piz Fontauna beobachtet. Sie fehlen aber auch in andern Gängen nicht. Wie schon oben erwähnt, wurden im hangenden Salband dieses Ganges bis 1 cm grosse, helle, unregelmässige Einschlüsse beobachtet. Unter dem Mikroskop erwiesen sich diese Einschlüsse als ehemalige, durch Neubildungen gefüllte Hohlräume. Eine scharfe Begrenzung der Einschlüsse durch die Grundmasse oder ein radiales Hineinwachsen der begrenzenden Kristalle in einen ehemaligen Hohlraum ist nirgends zu beobachten. Das bedeutet, dass die Hohlräume bei Abschluss der Kristallisation des Magmas noch nicht existierten. Es ist naheliegend, deren Bildung der Einwirkung des Druckes zuzuschreiben, der durch die Abspaltung einer gasförmigen Phase am Ende der Erstarrung des Magmas entstand. Wir haben es also mit miarolithischen Gebilden zu tun.

Die Hohlräume sind hauptsächlich mit Albit ausgefüllt, der auch teilweise in unregelmässigen Rissen und Löchern der Randpartien sich gebildet hat und allen andern Mineralien gegenüber idiomorphe Umrisse zeigt. Diese kompakten Albite sind teilweise oder gänzlich von myrmekitähnlichen Bildungen eingeschlossen, die sich als Verwachsungen von Quarz und Albit erweisen. Sie stellen z. T. wurmförmige Einbuchtungen des Quarzes in den Albit dar und dürften als synantetische Bildungen zu betrachten sein. Die zuletzt ausgeschiedenen Mineralien sind brauner bis grüner Epidot, Calcit und etwas Erz. Epidot kristallisiert dabei gelegentlich in radialer Anordnung um Albit als Kristallisationszentrum aus. Im Kontakte mit Erzkörnern zeigt der Epidot lebhafte grüne Farbe und ausgeprägten Pleochroismus (Pistazit). Bemerkenswerterweise findet man in den Feldspäten der Grundmasse dieses Gesteines überall reichlich Körner von Epidot, trotzdem die Feldspäte selbst sehr frisch erscheinen.

Gegen Calcit ist Epidot idiomorph, ebenso Quarz gegen Calcit. Epidot und Quarz scheinen unmittelbar aufeinander zu folgen. Wo

die an Karbonat gesättigte Lösung mit dem Albit direkt in Kontakt kam, scheint sie ihn aufgelöst und durch Calcit ersetzt zu haben. Die Ausscheidungsfolge stellt sich als eine einzige, einfache Serie wie folgt dar:

Albit
Myrmekit, Epidot
Quarz
Calcit
Erz

Diese Mineralien findet man auch in einzelnen dünnen Rissen, die das Gestein durchziehen. Dabei wächst der zuerst aus der Lösung abgesetzte Albit in völlig paralleler Orientierung und als unmittelbare Fortsetzung der durch den Riss zerbrochenen Plagioklase der Grundmasse weiter. Sogar die Zwillingslamellen setzen sich in den Albit hinein fort. Dies ist nur denkbar, wenn die Kristallisation des Minerales sehr langsam erfolgen konnte. Die Reinheit des Albites spricht für seine Bildung aus wässerigen Lösungen, desgleichen der Calcit, der z. T. als Einschluss in ihm vorhanden ist.

Sowohl die Mineralparagenese wie die besondere Beschaffenheit der Mineralien spricht für eine allmähliche Absonderung derselben aus gesättigten wässerigen Lösungen. Die Reihenfolge der Mineralbildung ist ein Ausdruck der sich ändernden Lösungsbedingungen, die bei sinkender Temperatur eintreten müssen.

Irgendwelche Umwandlungen des Nebengesteins, die an das Eindringen dieser Lösungen in die Hohlräume und Risse gebunden wären, sind nicht beobachtet worden.

MYRMEKITÄHNLICHE VERWACHSUNGEN

Es dürfte kaum ein Zufall sein, dass in demselben Gang, der die eben erwähnten Einschlüsse führt, die Interstitien mit myrmekitischen Verwachsungen erfüllt sind und zwar auch in jenem Teil des Ganges, der frei ist von Bildungen der beschriebenen Art.

Je nach der geometrischen Begrenzung oder der Zusammensetzung möchte ich drei Arten von Verwachsungen dieses Charakters unterscheiden.

1. Verwachsungen von Quarz und Albit, welche allgemein auf die Interstitien beschränkt sind und deutlich an den Umrissen der Feldspäte absetzen. Die Richtung der Verfingerung oder Verwachsung steht dabei senkrecht zur Grenze des Plagioklases. Die Quarzfortsätze vereinigen sich dabei sehr oft in einer zentralen, geschlos-

senen Quarzfläche. Der Feldspat wurde überall als Albit bestimmt; Orthoklas konnte nirgends mit Bestimmtheit nachgewiesen werden.

2. Verwachsungen von Quarz mit primären Plagioklasindividuen der Grundmasse. In mehreren Fällen ersetzen diese myrmekitischen Bildungen den Plagioklas, durch dessen kristallographische Richtungen ihr Wachstum bestimmt wurde. Das erste Stadium dieses Vorganges zeigen sehr schwach doppelbrechende Flecken an, in deren Mitte bei stärkerer Entwicklung sich Quarz bildet. Der Übergang von Plagioklas zu Quarz ist ein stetiger und erfolgt durch eine schmale Zone hindurch, deren Ränder die Doppelbrechung von Quarz resp. von Plagioklas besitzen und deren Zentrum fast isotrop erscheint. Diese dunkle Zone entspricht vermutlich verschiedenen Silifizierungszonen des Feldspates.

3. Viel seltener wurden myrmekitähnliche Verwachsungen zwischen Feldspat oder Quarz und Chlorit gefunden. Ob der Chlorit in diesem Falle Biotit oder Feldspat ersetzt, kann man nicht mehr entscheiden.

Ähnliche Strukturen haben mehrere Autoren beschrieben und Sederholm hat die bis jetzt beobachteten Tatsachen und widersprechenden Ansichten zusammengestellt und einer Diskussion unterzogen (**41**). Diese Erscheinungen haben im Zusammenhang mit grundsätzlichen petrogenetischen Betrachtungen Bowen's eine grosse Bedeutung erlangt (**5, 6, 7**).

Es scheint mir wahrscheinlich, dass der erste und der zweite hier genannte Fall zwei verschiedenen Phasen der Gesteinsbildung angehören. Im ersteren Falle ist die Annahme simultaner Kristallisation von Albit und Quarz mit den Beobachtungen vereinbar, ganz im Gegensatz zum zweiten Falle, wo augenfällig der Feldspat durch Quarz verdrängt wird und also einer späteren Periode angehört. Die ersteren Bildungen sind wahrscheinlich primärmagmatisch, die letzteren das Ergebnis der korrodierenden Wirkungen hydrothermaler Lösungen von Kieselsäure auf Feldspat. Der dritte Fall scheint genetisch eher zum ersten als zum zweiten zu gehören, jedoch muss dies wegen der Unsicherheit, die über die Rolle des Chlorites herrscht, ungeklärt bleiben.

Der Ersatz des Plagioklases durch Quarz (Fall 2) scheint mir in direktem Zusammenhang mit dem Eindringen der quarzreichen Lösung in die Hohlräume und der Bildung des dort beobachteten Myrmekites zu stehen. Trotzdem dies nicht durch Beobachtungen belegt werden kann, enthält die Annahme einer zeitlichen Koinzidenz der beiden Erscheinungen doch die einfachste Deutung.

ENDOGENE UMWANDLUNGEN

Im petrographischen Teil dieser Arbeit werden die Umwandlungen, denen die einzelnen Mineralien sukzessive unterworfen sind, beschrieben. Um einen Überblick über die Tendenz dieser Umwandlungen zu gewinnen, stelle ich sie hier nochmals im Zusammenhang dar. Links ist das Ausgangsmineral, rechts das Endprodukt seiner Umwandlung angegeben. Es ist zweckmässig, dabei den Kern des Plagioklases und seinen Albitrand getrennt zu betrachten, da sich beide sehr verschieden verhalten.

1. Plagioklas (basischer Kern) .... Sericit + Epidot + Zoisit
   (selten Chlorit)
   Sericit + Calcit + Quarz
2. Plagioklas (Albitrand) .... Sericit (Paragonit?) + Albit?
3. Augit .... Hornblende + Erz .... Chlorit
4. Orthaugit .... Bastit
5. Biotit .... Chlorit
6. Hornblende .... Chlorit

} z. T. in Calcit + Quarz + Erz

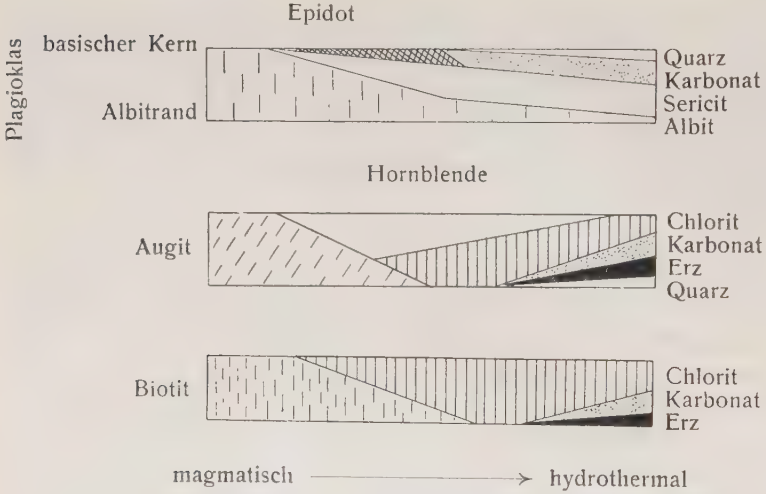


Fig. 2. Umbildung der magmatischen Gemengteile (Silvretta).

Ein anschauliches Bild der Umwandlungen von Plagioklas, Augit und Biotit gibt Fig. 2. Die femischen Bestandteile haben zunächst die Tendenz, Chlorit zu bilden, der aber im weiteren Verlauf der Umwandlung immer mehr durch Karbonat, Erz und Quarz ersetzt wird. Dasselbe Ziel scheint die Umwandlung von Plagioklas zu haben, der aber daneben noch Sericit bildet, der sich als stabil erweist.

Die Anzahl der Komponenten im umgewandelten Diabas ist grösser als in einem Gestein, das von sekundären Bildungen frei ist.

Die Umwandlung ist lückenlos zu verfolgen und erfolgt überall gleichsinnig. Das Endergebnis ist ein Gestein, das wesentlich aus Karbonat, Sericit und Erz mit untergeordneten Mengen von Quarz und Chlorit besteht.

Bemerkenswert ist die Beobachtung, dass hier Karbonat und Erz (+ Quarz) an Stelle von Chlorit treten. Ein Teil des Mg-Gehaltes des Chlorites mag hierbei in das Karbonat übergehen, ein Teil zusammen mit Eisen steckt wahrscheinlich in dem braunen Pigment, das all diesen sekundär gebildeten Calcit umgibt. Nur dort, wo er durch Sammelkristallisation sich neu gebildet hat, ist der Calcit klar und einschlussfrei.

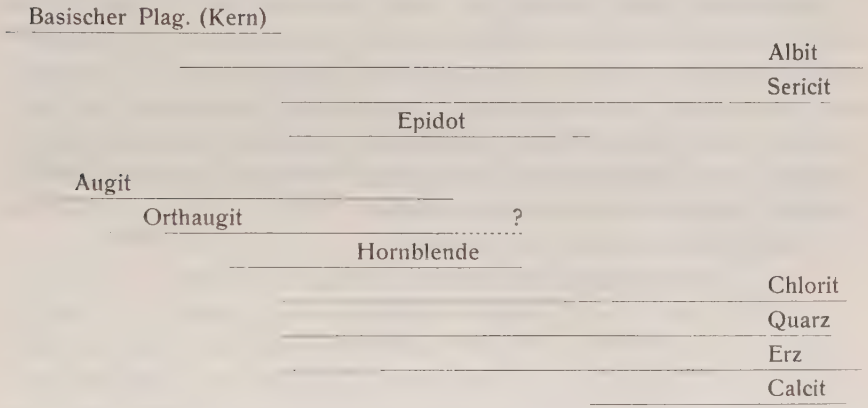


Fig. 3. Reihenfolge der Mineral-Bildungen und -Umwandlungen in den Diabasen der Silvretta.

Verdrängung von Chlorit durch Calcit erwähnt auch Tomkeieff, während Wager in einer Arbeit über hydrothermale Umwandlungen im Whin Sill den umgekehrten Vorgang beschreibt.

Die schematische Darstellung der Fig. 3 ist ein Versuch, die zeitliche Aufeinanderfolge und den Existenzbereich der einzelnen Umwandlungen klarzulegen. Die zeitliche Korrelation kann in einzelnen Fällen mit Bestimmtheit festgelegt werden, in den meisten aber nicht. Vor allem kann man nicht eindeutig feststellen, ob die Umwandlung von Plagioklas vor derjenigen von Augit erfolgt oder umgekehrt: beide Fälle scheinen vorzukommen. Dies beweist eine gewisse Unabhängigkeit der beiden Mineralgruppen den Umwandlungen gegenüber.

Jeder vertikale Schnitt durch dies Schema ergibt eine wirklich vorhandene Mineralkombination. Man sieht aus dieser Darstellung, dass das Verschwinden von basischem Plagioklas und die Bildung

von Sericit und Epidot zeitlich zusammenfallen, ferner, dass zwischen der Zerstörung von Epidot und dem Auftreten von Calcit ein ursächlicher Zusammenhang bestehen muss, oder dass z. B. Albit sehr widerstandsfähig ist, gemessen an basischem Feldspat oder Augit, u. a. m.

Eine chemische Analyse eines umgewandelten Diabases wurde bis jetzt noch nicht ausgeführt, so dass man noch keine zuverlässige Übersicht über eventuell dabei stattfindende Stoffverschiebungen gewinnen kann. Immerhin ergeben sich aus der Gegenüberstellung der primären Mineralien mit den Endprodukten der hydrothermalen Umwandlung einige wertvolle qualitative Schlussfolgerungen.

Karbonat bildet prozentual einen grossen Anteil des umgewandelten Diabases. Es füllt auch als letzte Bildung noch vorhandene Hohlräume. Es muss also eine erhebliche Zufuhr von CO_2, vielleicht auch von Calcit stattgefunden haben, dieses jedenfalls im Endstadium. Die Umbildungen sind durch wässerige Lösungen verursacht worden; dafür sprechen die wasserhaltigen Mineralien der sekundären Phase und der wahrscheinlich aus denselben Lösungen in den Hohlräumen abgeschiedene Albit.

Die so auffällige Widerstandskraft des Albitrandes der Plagioklase ist vielleicht dem Umstande zuzuschreiben, dass die wässerige Lösung natronreich war. Bailey und Grabham (**3**) haben in einer Arbeit über Albitisation von basischem Plagioklas die Ansicht ausgesprochen, dass die Endlösungen basaltischer Magmen reich an Na_2CO_3 seien. Diese Auffassung ist später mehrfach von anderen Autoren bestätigt und diskutiert worden, so von Bowen (**5**), Fenner (**14**), Wager (**52**) u. a.

Die Umwandlung der Diabase ist völlig unabhängig vom umgebenden Gestein. Es besteht keine Gesetzmässigkeit in der Verteilung der umgewandelten und der nicht umgewandelten Diabase. Hingegen scheint eine gewisse Abhängigkeit des Erhaltungsgrades von der Höhe vorzuliegen, wie die Zusammenstellung (Tab. 1) zeigt, die folgendermassen gewonnen wurde.

Tabelle 1.

	Anzahl der Diabase	
spez. Gew.	über 2500 m	unter 2500 m
$> 2{,}85$	8	12
$< 2{,}85$	18	6

Es wurde das spezifische Gewicht von 50 verschiedenen Handstücken bestimmt. Das Mittel daraus ergab 2,85. Die 50 Bestimmungen wurden dann auf die mittlere Höhe der entsprechenden

Gänge bezogen, d. h. auf 2500 m. Es zeigte sich nun, dass die Mehrzahl der spezifisch leichteren Gesteine über die Durchschnittshöhe zu liegen kommt, die meistens spezifisch schwereren aber unter diesem Niveau liegen. Die genauen Zahlen gibt obenstehende Tabelle.

Diese Feststellung gewinnt ihren besonderen Wert durch den Nachweis, dass niedriges spezifisches Gewicht und hoher Grad der Umwandlung zusammenfallen. Wenig umgewandelte Gesteine haben ein höheres spezifisches Gewicht als stark umgewandelte. Also ist die obige Feststellung gleichbedeutend mit der Aussage, dass man auf weniger umgewandelte Gesteine trifft, je tiefer man geht. Freilich verwischt die verschiedene Korngrösse der Gesteine, mit der das Porenvolumen im Zusammenhang stehen kann, diese Unterschiede einigermassen. Sie sind aber doch so ausgeprägt, dass man bei einem Gestein mit einem spezifischen Gewicht unter 2,80 mit grosser Sicherheit auf starke Umwandlung schliessen darf. Es zeigt sich übrigens, dass die Zerstörung des Plagioklases von unmerklichem Einfluss auf das spezifische Gewicht ist, und dass die Herabsetzung des spezifischen Gewichtes bei stark umgewandelten Gesteinen hauptsächlich auf die Umwandlung von Augit zurückzuführen ist.

URSACHEN DER UMWANDLUNGEN

Die Umwandlung zu Sericit, Chlorit, Calcit, Quarz und Erz wird von vielen Petrographen als Ergebnis der Verwitterung betrachtet. Wir fassen sie hier als Ergebnis pneumatolytisch-hydrothermaler Vorgänge auf, als endogene metasomatische Prozesse, die durch juvenile Lösungen verursacht wurden. Gegen den Einfluss der Verwitterung sprechen folgende Gründe:

1. Das frische Aussehen der Gesteine. Nirgends sind Anzeichen der Oxydation, selbst bei völlig umgewandelten Diabasen, zu erkennen.

2. Tatsächlich auftretende Verwitterung ist nur auf eine schmale, meist rot gefärbte Randzone beschränkt, die ganz scharf absticht gegen das übrige Gestein.

3. Der Umstand, dass, mit Ausnahme der Gratpartien, im ganzen Gebiet keine Gesteine Zersetzung infolge von Verwitterung zeigen.

4. Die Ansicht, dass in den Alpen die Erosion im allgemeinen viel rascher fortschreitet als die Verwitterung.

Für einen pneumatolytisch-hydrothermalen Ursprung der beschriebenen Umwandlungen spricht der kontinuierliche Charakter der Mineral-Um- und -Neubildungen.

Der oben erwähnte, statistisch gefundene Zusammenhang zwischen Meereshöhe eines Ganges und der Intensität der Umbildungen in demselben erklärt sich damit, dass eben die flüchtigen Bestandteile sich in den höheren Partien eines Ganges anreichern. Diese Auffassung wird unterstützt durch die am Diabase des Piz Fontauna gemachte Beobachtung, wonach nur im hangenden Salbande miarolithische Bildungen vorhanden sind.

Der aussergewöhnlich hohe Alkaligehalt der Gesteine ist wahrscheinlich der Anreicherung in einer pneumatolytisch-hydrothermalen Phase zu verdanken. Natronzufuhr wird ja durch mehrere Beobachtungen wahrscheinlich gemacht. Von der Verwitterung müsste man aber gerade eine Verminderung des Alkaligehaltes erwarten.

Umwandlungen analoger Art und unzweifelhaft hydrothermalen Ursprungs sind bereits in mehreren Diabasen beobachtet und z. T. eingehend beschrieben worden, so hauptsächlich von amerikanischen und englischen Petrographen. Dabei zeigt sich eine grosse Übereinstimmung sowohl im Auftreten als auch in der Art der Umwandlungen.

CHEMISMUS DER DIABASE

Leider zeigen die meisten Diabase so starke Umwandlungserscheinungen, dass sie für eine chemische Analyse nicht mehr in Betracht kommen. Auch die erste hier analysierte Probe, die aus der zentralen Partie des Ganges vom Piz Fontauna stammt, ist nicht völlig frei von Umwandlungen, die möglicherweise den ursprünglichen Chemismus etwas verändert haben. Die Feldspäte dieses Gesteins sind frisch. Ihre Zusammensetzung schwankt zwischen 30 % und 40 % An. Der Augit ist in Hornblende umgewandelt. Etwas Chlorit und 5—10% titanreiches Erz sind vorhanden. Epidot ist vorhanden (2—5 %), hingegen konnte kein Karbonat festgestellt werden. Die Interstitien sind mit myrmekitischen Verwachsungen von Plagioklas und Quarz gefüllt.

Unter 2 in Tabelle 2 sind die Werte der chemischen Analyse eines Hornblendebiotitdiabases vom P. Saglains angeführt, der weiter oben beschrieben wurde. Das analysierte Gestein führt Plagioklas (30 % An) mit Hornblende und Biotit ungefähr zu gleichen Teilen und ist frei von Umwandlungen. Dementsprechend ist auch der Wassergehalt gering und CO_2 fehlt überhaupt.

Die rechts angegebenen Werte sind die von Niggli für die Klassifikation verwendeten Ausdrücke.

Tabelle 2.

	1 Gew. %	NIGGLIwerte		2 Gew. %	NIGGLIwerte
SiO_2	53,16	si = 163	SiO_2	53,67	si = 157
TiO_2	4,00	al = 22	TiO_2	3,20	al = 26
Al_2O_3	12,02	fm = 43	Al_2O_3	15,07	fm = 38
Fe_2O_3	7,62	c = 18	Fe_2O_3	1,45	c = 20,5
FeO	4,42	alk = 17	FeO	7,65	alk = 15,5
MnO	0,02	k = 0,28	MnO	0,11	k = 0,29
MgO	2,97	mg = 0,32	MgO	3,65	mg = 0,42
CaO	5,53	qz = −5	CaO	6,45	qz = −5
Na_2O	4,10		Na_2O	3,81	
K_2O	2,44	Ls = 0,69	K_2O	2,31	Ls = 0,72
P_2O_5	0,59	Fs = 0,34	P_2O_5	0,66	Fs = 0,31
CO_2	0,72	Qs = −0,03	CO_2	—	Qs = −0,03
H_2O+	2,68		H_2O+	1,86	
H_2O-	0,10	spez. Gew. 2,82	H_2O-	0,06	
	100,37			99,96	

Analytiker: P. BEARTH

Tabelle 3.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO_2	55,40	54,76	58,24	51,92	49,34	51,64
TiO_2	4,17	3,26	1,40	2,46	2,59	1,95
Al_2O_3	12,53	15,38	15,54	14,12	14,04	13,87
Fe_2O_3	7,95	1,45	2,45	3,96	3,41	3,25
FeO	4,60	7,80	5,41	8,73	9,94	10,12
MnO	0,02	0,11	—	0,16	0,21	0,16
MgO	3,09	3,72	5,11	5,56	6,36	5,58
CaO	4,82	6,59	4,15	9,35	9,73	9,64
Na_2O	4,27	3,89	3,75	2,49	2,89	2,66
K_2O	2,54	2,37	3,95	0,89	1,00	0,73
P_2O_5	0,61	0,67	n. best.	0,27	0,49	0,40
	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

1. Analyse des Diabases vom Piz Fontauna.
2. Analyse eines Hornblendebiotitdiabases vom P. Saglains.
3. Analyse eines Diabasporphyrites vom Sertigpass.
4. Durchschnitt von 6 Analysen vom Whin Sill.
5. „ von 50 Analysen von Plateau-Basalten.
6. „ von 11 Analysen von Dekkan-Basalt.

In Tabelle 3 sind diese Analysen nochmals auf wasserfreie Werte und 100 % umgerechnet. Die CO_2 wurde als $CaCO_2$ umgerechnet und die dafür nötige Menge von CaO von dem oben angegebenen abgezogen. Zum Vergleich ist in Tabelle 3 die Analyse eines Diabasporphyrites vom Sertigpass ebenso berechnet worden. Die ursprünglichen Werte sind in der Arbeit von ESCHER (**13**) angegeben. Kolonnen IV, V und VI geben die Durchschnittswerte von Analysen

aus anderen Gebieten. Sie sind einer Arbeit von Daly und Barth (11) entnommen worden.

Ein Vergleich der Analysen I und II mit III zeigt ziemlich grosse Unterschiede in verschiedenen Werten, z. B. Fe_2O_3, MgO, K_2O, TiO_2. Diese Differenzen dürften durch verschiedene Mengenverhältnisse und Unterschiede im Mineralbestand zu erklären sein, die für die Diabase und Diabasporphyrite charakteristisch sind. Bemerkenswert ist, dass die Porphyrite einen erheblich basischeren Plagioklas führen als die eigentlichen Diabase, wenigstens bestimmte Escher die Feldspäte der Grundmasse bei einem Porphyrit als Bytownit. Der höhere MgO-Gehalt bei III erklärt sich durch einen höheren Gehalt an Augit und vielleicht auch eine etwas andere Zusammensetzung dieses Minerals bei den Diabasporphyriten. Die Differenz im MgO-Gehalt ist übrigens nicht so gross, wie sie scheint, da in III das P_2O_5 nicht bestimmt wurde und somit der MgO-Betrag zu hoch erscheint. Der Betrag der Schwankungen in den verschiedenen Oxydwerten übersteigt nirgends die Differenzen, die man in anderen Gebieten beobachten kann.

Interessant ist der Vergleich zwischen der Analyse des Diabases und der des Hornblendebiotitdiabases. Diese beiden mineralogisch so verschiedenen Gesteine sind chemisch unbestreitbar eng verwandt. Der mineralogische Unterschied dürfte auf verschiedene Kristallisationsbedingungen zurückzuführen sein. Die Beobachtungen beweisen nun einwandfrei das Vorhandensein einer Reaktionsserie Augit → braune Hornblende → grüne Hornblende → Biotit. Die Annahme drängt sich auf, dass in den Gesteinen, welche durch die letzten Glieder der Reaktionsserie gekennzeichnet sind, die Kristallisation langsamer erfolgte als in den augitführenden Diabasen. Die Bedingungen dafür scheinen im Osten besonders günstig gewesen zu sein. Auch die geologische Untersuchung legt es nahe, im Osten tiefer erodierte Teile des kristallinen Deckenkörpers anzunehmen.

Was aber die Gesteine der Silvretta von den petrographisch verwandten Typen, deren Chemismus durch die Analysen IV, V und VI dargestellt ist, stark unterscheidet, ist in erster Linie der hohe Alkaligehalt. Das Verhältnis $\left(\frac{K_2O}{Na_2O}\right)$ wird dabei ebenfalls ein ganz anderes; es überschreitet in der Silvretta sogar den Wert $^1/_2$, während es bei den Durchschnittswerten der basaltischen Gesteine meist um $^1/_3$ herum liegt. Tatsächlich erinnern diese Gesteine in ihrem Chemismus viel mehr an Trachydolerite bis Trachyandesite als an gewöhnliche Basalte. Nur besitzen erstere bei gleichem Gehalt an Alkalien und SiO_2 durchwegs bedeutend mehr Tonerde. Auffällig ist die

grosse Verwandtschaft im Chemismus mit den Mugeariten der Insel Skye, mit denen sie in dem hohen Alkaligehalt, den niedrigen CaO und MgO ausgezeichnet übereinstimmen, obwohl der Mineralbestand ein wesentlich anderer ist. Nirgends konnte in der Silvretta Orthoklas nachgewiesen werden, so dass man zur Schlussfolgerung gelangt, dass dieses Molekül vorwiegend in den Plagioklasen steckt.

Das analysierte Gestein I ist nicht frei von postmagmatischen Umbildungen. Diese pneumatolytisch-hydrothermalen Prozesse haben den rein magmatischen Charakter des Gesteins möglicherweise so verwischt, dass direkte Vergleiche mit dem Chemismus anderer Gesteine ihren eigentlichen Sinn verlieren.

BEMERKUNGEN ZUR INTRUSIONSMECHANIK

Aus der im ersten Kapitel beschriebenen Verteilung der Gänge sowohl, wie aus der petrographischen Untersuchung lassen sich gewisse Schlussfolgerungen über die Mechanik der Intrusion ziehen. Ich hielt es für zweckmässig, diese Folgerungen ihres hypothetischen Charakters wegen von der Beschreibung der Tatsachen scharf zu trennen.

Es sollen im Folgenden einige Punkte herausgehoben werden.

1. Weder der regionale Bau noch die lokale Beschaffenheit des umschliessenden Gesteins erklären die Verteilung und den Verlauf der Gänge.

Die auffälligste Tatsache, die Häufung der Gänge auf einen relativ kleinen Raum, lässt keinen Zusammenhang mit der Tektonik erkennen und ist auch völlig unabhängig von der Art des intrudierten Gesteins. Sie beweist nur eine regional beschränkte Ausdehnung des Magmaherdes.

Im ersten Kapitel wurde ferner das Fehlen einer bevorzugten Richtung in der Anordnung der Gänge hervorgehoben. Die Willkür im Streichen der Gänge ist charakteristisch für unser Gebiet. Sie dürfte ein Argument für das Fehlen einer regional wirksamen Kraft sein, die die Intrusionsspalten erzeugt oder den Intrusionsvorgang begleitet hätte. Vielleicht aber hat die komplexe Tektonik des intrudierten Gebietes die Wirkung eines solchen regionalen Momentes aufgehoben, das man sich gerade in der Anordnung der Gesamtheit der Gänge wirksam denken kann. Beachtenswert von diesem Gesichtspunkte aus ist jedenfalls die Parallelität der Längsaxe des südlichen Schwarmes mit der Linie des nördlichen Gangzuges.

Keine Feldbeobachtung spricht ferner dafür, dass der Verlauf eines Ganges durch das Nebengestein irgendwie bedingt wurde. Un-

vermittelte Richtungsänderungen eines Ganges erfolgen in einem homogenen Gesteinskomplex scheinbar gänzlich unmotiviert. Wieweit zur Zeit der Intrusion im Gesteinskörper vorhandene Spannungen präformierend auf die Gangbildung eingewirkt haben, lässt sich nicht beurteilen.

Am wahrscheinlichsten scheint mir die Auffassung zu sein, dass im Gesteinskörper vorhandene Spannungen durch die Intrusion selbst verstärkt und z. T. sogar bestimmt worden sind, was ihren Wechsel von Ort zu Ort verständlich machen würde und den plötzlichen Richtungswechsel, das Nebeneinander von horizontalen und vertikalen Gängen, erklären würde. Das Magma ist also nicht passiv in vorgebildete Spalten hineingepresst worden, sondern ist selbst aktiv und spaltenbildend eingedrungen. Dieser Vorgang hat vielleicht eine gewisse Analogie mit der Bildung starker Druckzonen, die im Vredefort-Gebiet in Transvaal die sogenannten Pseudotachylite erzeugten (**19**). Die weitgehenden pneumatolytisch - hydrothermalen Umbildungen weisen auf das Vorhandensein einer hochgespannten Dampfphase hin, die den Intrusionsvorgang aktiv beeinflusst haben kann.

Nunagruppe. Mehr durch die Streichrichtung der Nebengesteine ist die Intrusion in der Nunagruppe beherrscht worden. In diesem Gebiete konvergieren die Gesteinszonen auf schmalem Raume, so dass ein solcher Einfluss ohne weiteres plausibel erscheint. Für diese Konvergenz sind sicher teilweise alpin-tektonische Vorgänge verantwortlich.

2. Die Intrusion der Diabase erfolgte gleichzeitig von verschiedenen Zentren aus.

Die Einheitlichkeit der Zusammensetzung der Gänge im ganzen Gebiete spricht für die Gleichzeitigkeit der ganzen Intrusion. Dagegen sprechen auch die Verschiedenheiten in der Struktur nicht; denn die eigentlichen Diabase und Diabasporphyrite finden sich nebeneinander in denselben Schwärmen, und niemals ist ein Durchkreuzen zweier Gänge beobachtet worden.

Im ersten Kapitel wurde auch die lokale Anhäufung der Gänge erwähnt und einige Orte aufgezählt, an denen sie besonders auffällt.

3. Die Intrusion erfolgte plötzlich.

Die oft geringe Mächtigkeit der Gänge setzt geringe Viscosität und rasche Intrusion voraus. Ohne diese Annahmen wäre eine so gleichmässige Intrusion auf oft grosse Distanzen nicht denkbar. Auch die gleichförmige Ausbildung der Gangmasse in struktureller und mineralogischer Hinsicht spricht dafür, dass keine wesentliche Kri-

stallisation während der Intrusion stattfinden konnte. Die Masse ist als Ganzes in einem Akte in die Spalten eingedrungen und dort auskristallisiert. Ophitische Struktur wäre anders nicht verständlich und auch die Abwesenheit von Fluidalstruktur spricht dafür. Bei einem langsamen Eindringen wäre ausserdem mehr Rücksicht auf den vorliegenden Bau des intrudierten Körpers zu erwarten.

Der tiefe Schmelzpunkt des basaltischen Magmas und der zweifellose Gehalt an flüchtigen Bestandteilen verhinderten ihrerseits eine zu rasche Kristallisation.

4. Die Intrusion erfolgte nicht in grosser Tiefe.

Wäre dies der Fall, so müsste das Bild der Intrusion ein ganz anderes sein. In grosser Tiefe herrschen in physikalischer Hinsicht auf verhältnismässig ausgedehnten Gebieten einheitliche Bedingungen, die in der Anordnung der Gänge sich abzeichnen müssten. Die Intrusion müsste ausserdem langsam erfolgt sein, wogegen alle unter 3. erwähnten Gründe sprechen.

VERGLEICH MIT ANDEREN GEBIETEN

Ein Vergleich mit anderen Gebieten basischer Gangintrusionen ist notwendig, um gewisse Eigentümlichkeiten der Silvretta noch schärfer herauszuheben. Besonders bemerkenswert sind in dieser Hinsicht die britischen Inseln Mull, Rum und Skye.

Eine Karte der Gänge von Skye oder Mull zeigt den prinzipiellen Unterschied in der Anordnung gegenüber der Silvretta. Die Richtung scheint auf den britischen Inseln von zwei Faktoren abhängig zu sein. Ursachen erster Ordnung haben einen deutlichen Parallelismus der Gänge erzwungen. Abweichungen haben ihren Grund in sekundären Ursachen, die ihren Ausdruck in einer lokalen Tendenz zu radialer Anordnung finden.

Das genaue Gegenteil davon ist in der Silvretta zu sehen. Hier scheinbar völlige Willkür, dort eine einheitliche, gesetzmässige Anordnung. Das liegt wohl daran, dass wir es in der Silvretta mit einer stark gefalteten Region zu tun haben, während die erwähnten Intrusionen in England in ungefalteten Gebieten stattfanden. Auf diesen grundsätzlichen Unterschied macht Harker aufmerksam. Er bemerkt dann aber auch wörtlich: "Where there are definite axes of folding, there is often a tendency for the dykes to run at right angles to the axes, and they show, therefore, a parallel disposition, which, however, is less constant than the regional parallelism in a plateau country." Eine derartige Tendenz der Anordnung, wie sie auch im Gotthardmassiv sich zeigt, fehlt in der Silvretta vollkommen.

SCHLUSSWORT

Zu besonderem Dank bin ich Herrn Prof. Dr. Max Reinhard verpflichtet, der meine Arbeit im Felde und im Laboratorium stets auf jede mögliche Weise gefördert hat. Ebenso danke ich ihm sowie Herrn Prof. Dr. A. Buxtorf und Herrn Prof. Dr. H. Preiswerk für die in Vorlesungen und auf Exkursionen gegebenen Anregungen. Herrn Dr. P. Esenwein schulde ich Dank für die Einführung in die Technik der Gesteinsanalyse.

Dankbare Erinnerungen verbinden mich auch mit der Bevölkerung des Albulatales und des Engadins, insbesondere von Latsch, Bergün und Zuoz. Unvergesslich bleiben mir die von Schönheit ausgefüllten, arbeitsreichen Sommertage in dieser prächtigen Landschaft.

LITERATURVERZEICHNIS

1. H. L. Alling, The Mineralography of the Felspars. Journ. Geol. **29**, 1921, S. 193.
2. P. Arbenz, Über die Faltenrichtungen in der Silvrettadecke Mittelbündens. Eclog. geol. **16**, 1920, S. 116.
3. E. B. Bailey and G. W. Grabham, Albitization of Basic Plagioclase Felspar. Geol. Mag. **6**, 1909, S. 250.
4. Barrell, Manyville Mining District. Montana. Prof. Pap. **57**. U. S. Geol. Surv. 1907, S. 157—159.

4 a. Bodmer-Beder, Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge. Neues Jahrb. für Min., Beil., Bd. **XII**, 1898.

5. N. L. Bowen, The later Stages of the Evolution of the Igneous Rocks. Journ. Geol. **23**, 1915.
6. — The Reaction Principles in Petrogenesis. Journ. Geol. **30**, 1922.
7. — The Evolution of the Igneous Rocks. 1928.
8. J. Cadisch, W. Leupold, H. Eugster und R. Brauchli, Geologische Untersuchungen in Mittelbünden. Heim-Festschrift, 1919.
9. R. J. Colonay, The Final Consolidation Phenomena in the Cristallization of Igneous Rock. Journ. Geol. **31**, 1923. 169.
10. R. A. Daly, Igneous Rocks and their Origin.
11. R. A. Daly and T. Barth, Dolerites assoziated with the Karroo System, South Afrika. Geol. Mag. **67**, 1930.
12. H. von Eckermann, The Gevle Diabase. 1925.
13. F. Escher, Petrographische Untersuchungen in den Bergen zwischen Davos und Piz Kesch. 1921.
14. C. N. Fenner, The Watchung Basalt. Ann. New York Acad. Sc. **20**, II. 1920.
15. — The Katmai magmatic Province. Journ. Geol. 1926, S. 673.
16. — Crystallisation of Basalts. Am. Journ. Sc. 1929, S. 225.
17. St. Ghika-Budesti, Les Plagioclases des Banatites. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **11**, 1931.
18. V. M. Goldschmidt, Economic Geology **17**, 1922, S. 105.
19. A. L. Hall and G. Mollengraaff, The Vredefort Mountain. 1925.
20. W. Hammer, Die Ganggesteine der Elferspitzgruppe und des Rassassergrates. Verh. Geol. R. A. 1912, S. 121.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER SÜDWESTLICHEN SILVRETTADECKE,

MIT BESONDERER HERVORHEBUNG DER DIABASGÄNGE (GRAUBÜNDEN, SCHWEIZ)

Nach den Aufnahmen von A. Streckeisen, F. Spaenhauer, P. Bearth und E. Wenk.
1924—31

MASSTAB 1 : 100 000

1 0 1 2 3 4 5 6

Klosters
Landquart
Vereinatal
Verstanklaköpfe
Pischahorn
Flüelatal
Davos
Piz Linard
Val Lavinuoz
Ardez
Inn
Weisshorn
Susasca
Flüelapass
Landwasser
Schwarzhorn
Sertig
Piz Nuna
Zernez
Hoch Ducan
P. Vadret
P. d'Urezza
V. Barlas-ch
P. Fontauna
Val Sulsana
Val Tuors
Bergün
Piz Kesch
Zuoz
Inn

Legende.

- Gletscher und Seen.
- Orthogneise, grobflaserig, aplitisch-pegmatitisch, biotitreiche Augengneise.
- Misch- und Paragneise: Injektionsgneise, hornfelsartige Gneise, Tonerdesilikatgneise.
- Amphibolite: Mannigfaltige Hornblendegneise, Gabbros.
- A. Diabase und Diabasporphyrite.
  B. Geschieferte Diabase.
- Sedimente der Silvrettadecke.
- Grenze der Silvrettadecke gegen untere tektonische Einheiten.

21. W. Hammer, Über Pseudotachylit in den Ostalpen. 1931.
21 a. — Erläut. zur geol. Karte der Rep. Österreich, Bl. Ötztal. 1929.
22. A. Harker, Natural History of Igneous Rocks.
23. A. Holmes, The Nomenclature of Petrology. 1920.
24. A. Holmes and H. F. Harwood, The age and composition of the Whin Sill. Min. Mag. 1928.
25. J. Jakob, Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. 1928.
26. A. Johannsen, Essentials for the Microscopical Determination... 1922.
27. — On the use of the terms „Diabase" and „Dolerite". Journ. Geol. **35**, 1927, S. 270.
28. A. Lacroix, Les enclaves des roches volcaniques. 1893.
29. Memoirs of the Geol. Surv. The Tertiary Igneous Rocks of Skye. 1904.
30. — Tertiary and Post Tertiary Geology of Mull. 1924.
31. P. Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig, 1920.
32. — Der Taveyannazsandstein... Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **2**, 1922, S. 169.
33. — Gesteins- und Mineralprovinzen. I, 1923.
34. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **7**, 1927.
35. — Tabellen zur allgemeinen und speziellen Mineralogie. 1927.
36. P. Niggli, F. de Quervain und R. U. Winterhalter, Chemismus schweiz. Gesteine. 1931.
37. F. de Quervain, Zur Petrographie und Geologie der Taveyannaz-Gesteine. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **VIII**, 1928, S. 1.
38. M. Reinhard, Universaldrehtischmethoden. 1931.
39. H. Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie. 1877. II.
40. Rosenbusch-Osann, Elemente der Gesteinslehre. 1923.
41. J. J. Sederholm, On synantetic minerals. Bull. Com. Geol. Finl. 1916.
42. K. H. Scheumann, Zur Genese alkalisch-lamprophyrischer Ganggesteine. Centralbl. für Min. **1922**, S. 495.
43. E. V. Shannon, Intrusive Triassic Diabase. Proc. U. S. Nat. Museum. 66, 1924.
44. F. Spaenhauer, Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **12**, 1932.
45. G. Stache und C. v. John, Die Gesteine der Zwölferspitzgruppe. Jahrb. geol. R. A. 1877.
46. R. Staub, Über Alter, Wesen und Ursache der Gesteinsmetam. in Graubünden. Vierteljahrsschr. Naturf. Ges. Zürich. 1920.
47. — Die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophioliten. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 1922, S. 78.
48. — Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F. 52, 1923.
49. A. Streckeisen, Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. **8**, 1928, S. 87.
50. S. J. Tomkeieff, On some chloritic minerals. Min. Mag. 1921, 21.
51. — A contribution to the petrology of the Whin Sill.
52. L. R. Wager, Metasomatism in the Whin Sill. Geol. Mag. **66**, 1929.
53. N. S. Washington, Chemical Analysis of Rocks. 1930.
54. N. H. and A. N. Winchell, Elements of Optical Mineralogy. 1927.

Eingegangen: 15. Januar 1932.

Die Ganggesteine des Malcantone

Von *Peter Bearth* in Basel

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Geologische Beschreibung	180
Petrographische Beschreibung	183
Jüngere Ganggesteine	183
Typus I Olivindiabase	183
Typus II Diabase	186
Typus III Camptonite	187
Typus IV Dioritporphyrite	192
Typus V Quarzporphyrite	194
Typus VI Saure Quarzporphyrite	196
Ältere Ganggesteine	196
a) Olivindiabase	197
b) Diabase und Diabasporphyrite	197
Nicht klassifizierbare Gesteine	198
Chemismus der Ganggesteine	199
Schlusswort	203
Literaturverzeichnis	203

ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit ist die Frucht mikroskopischer Studien an einer Ganggefolgschaft des Malcantone im südlichen Tessin. Eine Karte im Masstab 1: 150 000 gibt einen Überblick über die Verteilung dieser Gänge.

Die beschriebene Ganggefolgschaft lässt sich in eine ältere (permische?) und eine jüngere (tertiäre?) Gruppe teilen. Die erstere wird durch Diabase und Diabasporphyrite dargestellt, die letztere vorwiegend durch Lamprophyre und aplitische Gesteine. Die mikroskopische Untersuchung wurde durch sieben Analysen ergänzt. In der Diskussion derselben wird die Vermutung ausgesprochen, dass die jüngeren Spaltungsgesteine genetisch zum Bergellermassiv gehören.

Geologische Beschreibung

Über das Malcantone existiert eine einzige moderne geologisch-petrographische Arbeit von P. Kelterborn. Dieser Autor beschreibt bereits einige Gänge, die er zwischen Ponte Tresa und Pura und in der Umgebung von Novaggio gefunden hatte. Diese Funde haben nun durch M. Reinhard und Ing. J. Burford eine wesentliche Bereicherung erfahren, so dass man an eine allgemeine Behandlung

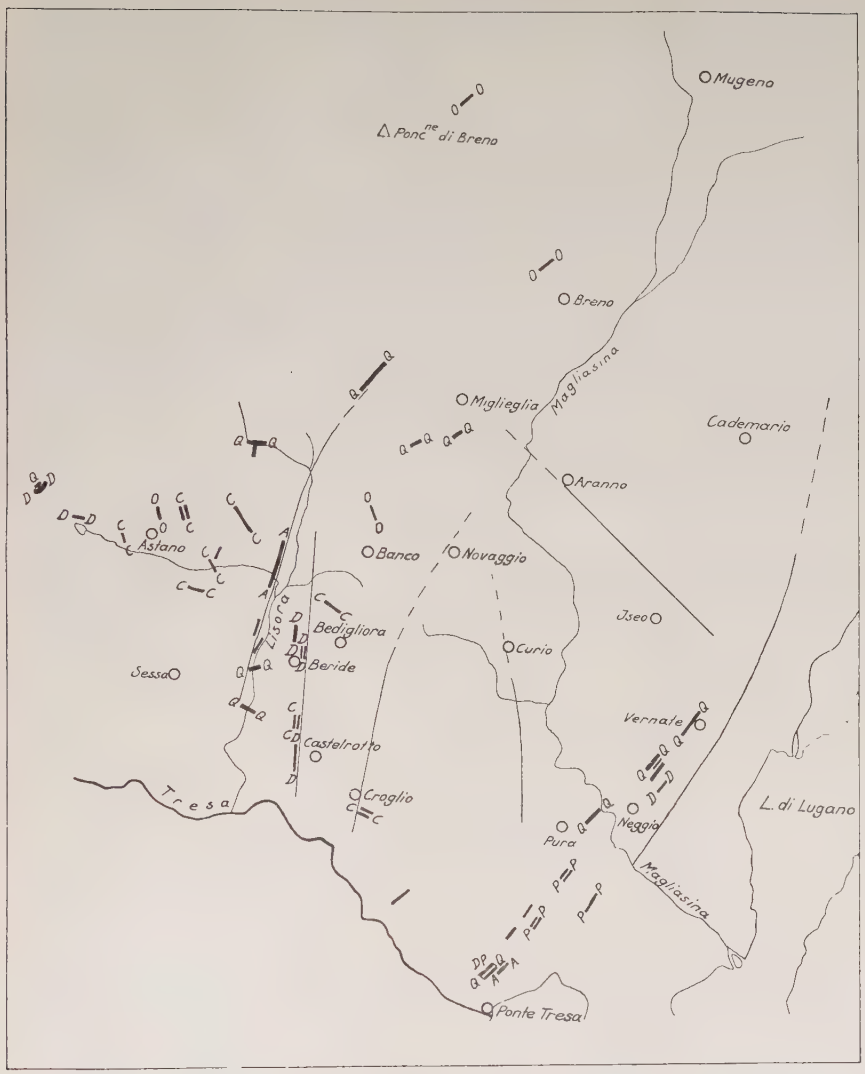


Fig. 1. Verteilung der Ganggesteine des Malcantone, südl. Tessin (nach A. Burford) 1 : 150 000.

Legende

O / O	Olivindiabase	P / P	Porphyrite
D / D	Diabase	Q / Q	Quarzporphyrite
C / C	Camptonite	A / A	Aplite
Dp	Dioritporphyrit		Mylonit- und Ruschelzonen

dieser Ganggesteine herantreten konnte. Mit Ausnahme von zweien liegen sämtliche beschriebenen Gänge südlich von Miglieglia in dem Dreieck, das im Westen durch die italienische Grenze bei Astano, im Süden durch die Tresa und im Osten durch den Luganersee und den Unterlauf des Vedeggio gebildet wird.

Dieser hercynische Komplex wird von Ortho-, Para- und Mischgneisen sowie ganz untergeordnet von Amphibolit aufgebaut und dürfte am besten mit der oberostalpinen Decke zu parallelisieren sein, mit der er grosse petrographische Verwandtschaft aufweist.

Das Gebiet hat eine recht komplizierte Struktur. Zahlreiche Mylonit- und Ruschelzonen durchsetzen das Ganze, wodurch es in eine Anzahl Schollen oder Blöcke zerlegt wird. Eine solche ausgeprägte tektonische Linie lässt sich beispielsweise längs der Lisora durch Bombinasca bis westlich von Miglieglia verfolgen. Innerhalb eines Blockes bleiben Streichen und Fallen mehr oder weniger konstant, von Block zu Block aber wechseln sie sehr stark, so dass die oben erwähnte Mylonitzone z. B. einen östlichen N—S streichenden Komplex von einem westlichen, ESE streichenden trennt. Die Kartenskizze gibt einen Eindruck dieser eigentümlichen Verhältnisse. Die eingezeichneten Linien sind sehr schematisch, und die Untersuchung ist noch nicht so weit fortgeschritten, dass eine tektonische Analyse gewagt werden könnte.

Das Alter dieser Mylonitzonen ist vorläufig nicht genau feststellbar; sie sind aber sehr wahrscheinlich alpin. Der Bau des Gebietes erscheint als natürliche Folge seiner tektonischen Stellung und seines Schicksales innerhalb der Alpenfaltung. Die Altersbestimmung ist deshalb von grossem Werte, weil mehrfach von M. Reinhard und Ing. Burford beobachtet wurde, wie frische Ganggesteine solche Mylonitzonen durchqueren. Die Gänge sind infolgedessen, wenigstens teilweise, jünger als die durch alpine Vorgänge geschaffenen tektonischen Linien und infolgedessen zeitlich wahrscheinlich mit der Intrusion der jungen Granite und Tonalite der insubrischen Linie zusammenfallend. Im Verlaufe der Arbeit zeigte sich allerdings immer mehr, dass dies nur für einen Teil der Ganggesteine zutrifft, die teils als Lamprophyre, teils als Aplite betrachtet werden und dass daneben noch Diabase einer älteren, vielleicht permischen Intrusion, zu unterscheiden sind.

Die Gesamtheit der Gänge schart sich hauptsächlich im südlichen Teil des Malcantone, während das nördliche Gebiet nur spärliche Vorkommen aufweist. Diese Häufung zeigt also Analogie mit den aus der Silvretta bekannten Tatsachen.

Die Aufschlüsse sind meistens schlecht. Üppige Vegetation verbietet ein Verfolgen der Gänge, so dass unter diesen Umständen über Streichrichtung, Fallen und Mächtigkeit nur ganz spärliche Angaben vorhanden sind. Dieser Umstand erschwert eine zusammenhängende Betrachtung auf geologischer Grundlage, so dass manche Folgerung vorläufig noch blosse Vermutung bleibt.

Der Mangel eines verbindenden geologischen Momentes macht sich stark bemerkbar; es ist möglich, dass vom genetischen Standpunkte aus einige gesondert beschriebene Typen besser unter einem Sammelbegriffe zusammengefasst würden. So scheint es mir aus chemischen Gründen wahrscheinlich, dass die als Olivindiabase und Diabase bezeichneten beiden Typen genetisch mit den Camptoniten in Zusammenhang stehen und ebenfalls als Lamprophyre aufzufassen sind.

Neben der petrographischen Beschreibung der bis jetzt unbekannten Ganggesteine des Malcantone ergibt sich als Resultat dieser Arbeit eine Unterteilung dieser Gesteine in eine ältere und eine jüngere Gruppe, wobei die letztere besonders einen grossen Variationsbereich umfasst und sich so in Gegensatz zur ersteren stellt. Alle Gesteinsanalysen stammen von der jüngeren Gruppe, deren basische Glieder sich petrographisch durch den Reichtum an Einschlüssen endogenen Ursprungs auszeichnen und welche chemisch besonders durch einen primären Gehalt an CO_2 und einen hohen Prozentsatz H_2O charakterisiert sind.

Petrographische Beschreibung

JÜNGERE GANGGESTEINE

Typus I. Olivindiabase

Dieses dunkelgraugrüne bis schwarze, feinkörnige Gestein mit muscheligem Bruch und kreisrunden, ca. 1 mm grossen, schwarzen Einschlüssen findet sich an drei Orten. Das südlichste Vorkommen ist ein Gang im Bachriss der Valle Ri, NE Astano. Ein zweites Vorkommen befindet sich bei Breno, das dritte, zugleich der nördlichste in dieser Gegend gefundene Gang, an der Gabelung des Weges westlich der Alpe Magino, NE Monte Torri. Man darf wohl, wegen der grossen Entfernung der drei Vorkommen, annehmen, dass es sich um drei räumlich voneinander unabhängige Gangfüllungen desselben Magmas handle.

Das Gestein ist holokristallin-porphyrisch. Strukturbestimmend sind vor allem die divergentstrahlig angeordneten Plagioklasleisten der Grundmasse, die sukzessive übergehen in grössere, oft zu Haufen

zusammengeballte Einsprenglinge. Das Gestein erinnert lebhaft an die sogenannten Navite, freilich ohne die bei diesen so häufige Iddingsit-Pseudomorphose nach Olivin zu zeigen.

Die durch ihre starke Doppelbrechung aus der Grundmasse sich heraushebenden idiomorphen Einsprenglinge sind Pseudomorphosen von Talk nach Olivin. Olivin ist selbst nicht beobachtet worden. Sein Eisengehalt dürfte etwas variiert haben, da die Pseudomorphosen in einem Gange farblos, in einem anderen Falle aber lebhaft grüngelb gefärbt sind. In beiden Fällen handelt es sich um Talk, dessen Anordnung noch die typische Maschenstruktur des Olivins erkennen lässt. Diese Einsprenglinge führen oft Einschlüsse von Karbonat, von z. T. idiomorphem Plagioklas und Augit, seltener Erz und Quarz, wobei der letztere mit dem Talk scheinbar verwachsen ist.

Der Plagioklas bildet die grosse Zahl der Einsprenglinge und den Hauptanteil der Grundmasse. Die Einsprenglinge bilden Agglomerate mit radialer Anordnung. Sie zeigen mehr isometrische Formen. Dabei sind kreuzförmige Verwachsungen, die aber nicht gesetzmässig zu sein scheinen, recht häufig. Zonarstruktur ist sehr verbreitet, aber nicht stark ausgeprägt, d. h. die Unterschiede in der Zusammensetzung der Zonen sind gering.

In drei Schliffen wurden 27 Feldspäte nach der Methode von Fedoroff ausgemessen. Naturgemäss handelt es sich dabei mehr um grössere Individuen; die Leisten der Grundmasse sind für Messungen zu schmal. Die Feldspäte fallen in die Reihe der Labradorite und Bytownite; der An-Gehalt schwankt zwischen 60 und 80 %. Folgende Zwillingsgesetze treten auf: Albit, Karlsbad, Komplex Albit-Karlsbad und Periklin. Bei 15 Individuen wurde das Zwillingsgesetz bestimmt. Es ergab sich folgende Verteilung:

3	Albit
2	Karlsbad
7	Komplex Albit-Karlsbad
3	Periklin
15	

Es sei hervorgehoben, dass immer dort, wo das Komplexgesetz Albit-Karlsbad auftritt, zwischen den beiden Individuen eine feine Lamelle beobachtet werden kann. Zwei verzwillingte Individuen können beachtenswerte Unterschiede (5—10 %) in der Zusammensetzung aufweisen.

Da und dort zeigen die Feldspäte fleckenweise eine Zerstörung der ursprünglichen Substanz und Neubildung von kleinen Fetzen von Sericit.

Der Augit bildet nur selten wohlbegrenzte kleinere Kristalle. Meist ist er prismatisch ausgebildet, ohne deutliche pyramidale Begrenzung. Es ist ein braunvioletter, nicht pleochroitischer Titanaugit. Auslöschungsschiefe ca. 50°, mit z. T. kleinem Axenwinkel. Die Intensität der Färbung nimmt häufig nach dem Kern hin zu, ebenso die Doppelbrechung und Auslöschungsschiefe. Längs Spaltrissen und besonders randlich ist er oft verwachsen mit einer braungrünen faserigen Hornblende.

Die durch die divergentstrahlige Anordnung der Feldspatleisten geschaffenen Zwischenräume werden neben Augit noch von Erz, Karbonat, Biotit und Chlorit, sehr selten von Quarz ausgefüllt. Die schwarzen Erzkörner sind idiomorph, prismatisch, mit quadratischem Querschnitt. Der braune, körnige Karbonat bildet einen wesentlichen Anteil der Mesostasis. Erst bei sehr starker Vergrösserung entdeckt man in ihr auch zahlreiche, braune Fetzen von Biotit, die überall in sekundären Chlorit übergehen. Bemerkenswert ist aber vor allem ein alle Fugen füllendes, farbloses bis blassgrünes Mineral von schwacher Doppelbrechung und hohem Relief, das in sphärolithischer Anordnung (⊥ Hauptzone) auftritt. Es dürfte sich um einen primären Chlorit handeln (Tomkeieff) (**12**).

Akzessorisch findet man Nadeln von Apatit.

Diese Gesteine führen zahlreiche kugelförmige Einschlüsse, die im Schliffe farblos bis blassgrün erscheinen. Sie sind mit kleinen, oft nicht vollendeten Sphärolithen erfüllt, die positives Relief, positive Hauptzone und Doppelbrechung von der Grösse der Feldspäte zeigen. Im Gange NE Astano durchqueren daneben noch feine Adern die Grundmasse, die randlich mit demselben faserigen Mineral überzogen sind, das senkrecht zur Gangwandung gegen die Gangmitte hineinwächst. Zentral führen diese Gängchen Calcit. Der Zusammenhang dieser Rissfüllungen mit den runden Einschlüssen ist an manchen Orten deutlich; man kann beobachten, wie die Fasern einer Gangwandung mit der Füllmasse eines Einschlusses zusammenwachsen.

Im nördlichsten Gang (Alpe Magino) bildet eine etwas stärker doppelbrechende und deutlich gefärbte Modifikation desselben Minerals die Einschlüsse. In beiden Fällen handelt es sich um einen Chlorit, dessen Eisengehalt schwankt. Die optischen Daten erlauben nicht, mit Bestimmtheit zu sagen, ob es sich speziell um ein Mineral handelt, das dem Delessit verwandt ist, jedoch scheint mir das nach Vergleichen wahrscheinlich.

Die zuletzt erwähnten Bildungen sind häufig peripherisch von einem bräunlichen Gürtel umschlossen, in dem man Calcit und Erz, sowie feine braungrün bis hellbraun pleochroitische Nadeln von Biotit erkennen kann.

Die Kristallisation des Olivins dürfte zuerst und teilweise mit der des Plagioklases zusammen erfolgt sein. Augit und Erz sind nach dem Plagioklas auskristallisiert, wobei allerdings die Ausscheidung von Augit mit der von Plagioklas teilweise zusammenfällt. Es ergibt sich also eine ähnliche Kristallisationsfolge, wie sie WASHINGTON für den Dekanbasalt festgestellt hat.

Mit der Auskristallisation der erwähnten Gemengteile ist indessen der Cyklus endogener Vorgänge nicht abgeschlossen. Die Bildung von Talk aus Olivin, von Hornblende aus Augit, die Bildung von Biotit und Chlorit und schliesslich von Karbonat und sekundärem Quarz sind Vorgänge der pneumatolytisch bis hydrothermalen Phase. Sie setzen die Existenz von (chloritischen) wasser- und kohlensäurereichen Lösungen voraus, die für ein basaltisches Magma charakteristisch zu sein scheinen. Albitisierung oder Bildung von Zeolithen wurde in diesen Gesteinen nicht beobachtet, woraus wir schliessen, dass diese Lösungen (im Gegensatz zur Silvretta) natronarm waren.

Die Tabelle I gibt die Werte der chemischen Analyse dieses Gesteines wieder. Der prozentuale Mineralgehalt[1]) wurde roh schätzungsweise bestimmt und soll hier beigefügt werden, um einen angenäherten Begriff von dem Zusammenhang zwischen Chemismus und Mineralbestand zu geben.

Plagioklas	50—60 %
Augit	ca. 20 %
Talk (Olivin)	ca. 10 %
Chlorit und Erz	ca. 15 %

Typus II. Diabase

Dieses dichte, dunkelgraugrüne Gestein (gelegentlich mit hellen Flecken von Calcit) ist bei P. 649 an der italienischen Grenze westlich von Astano anstehend. Es findet sich dort in Gemeinschaft mit einem quarzführenden Porphyrit vor. Die beiden Gesteine bilden einen zusammengesetzten Gang. BURFORD bemerkt, dass der Quarzporphyrit Einschlüsse des Diabases führt, woraus also folgt, dass der letztere einer älteren Intrusion entspricht.

Der Diabas zeigt intersertale Struktur. Gegenüber den eben beschriebenen Olivindiabasen fällt die grössere Homogenität in Form und Grösse des Feldspates auf, der mit 55—60% den Hauptgemeng-

[1]) Stets in Vol.% ausgedrückt.

teil bildet. Auch hier beobachtet man fleckenweise die Umwandlung von Plagioklas in ein sericitisches Mineral.

Der Augit bildet braunviolette, nicht idiomorphe Prismen und Körner, die stets in den Interstitien liegen und folglich nach dem Plagioklas auskristallisiert sind. Auslöschungsschiefe ca. 40°. Die Mesostasis wird ausserdem von blassgrünem, nicht pleochroitischem Chlorit, teilweise mit sphärolithischer Struktur, gebildet. Daneben finden sich Körner von Calcit, die häufig mit Quarz wie verwachsen erscheinen. Erz bildet kleine Körner und grössere Skelette. Einzelne Partien mit dichterer Grundmasse führen vererzte Einsprenglinge, vielleicht nach Olivin.

Akzessorisch treten Apatit und Pistazit auf. Das Gestein wurde analysiert. Die Analyse findet sich in der Tabelle I unter (51).

Typus III. Camptonite

Die im folgenden Abschnitt beschriebenen Gesteine zeigen mineralogisch und chemisch deutliche Verwandtschaft. Die Unterschiede, hauptsächlich struktureller, aber auch mineralogischer Art, sind indessen so gross, dass eine Unterteilung in drei Typen notwendig und zweckmässig ist.

Typus IIIa

Dieser Typus ist östlich von Astano, am Wasserfall „Superba", zwischen Astano und La Costa anstehend.

Das beinahe schwarze feinkörnige Gestein zeigt einzelne heller leuchtende Einsprenglinge und eine braune Verwitterungsrinde.

Die Struktur ist porphyrisch. Die schmalen Plagioklase der Grundmasse sind divergentstrahlig angeordnet.

Auffallend sind farblose bis blassgrüne, idiomorphe Einsprenglinge. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um Pseudomorphosen nach Olivin, denn eine maschenförmige Anordnung, teilweise auch Gitterstruktur des sekundären Minerals, ist häufig. Das Gewebe ist sehr dicht und zeigt Aggregatpolarisation. Die Doppelbrechung schwankt dabei zwischen der eines Plagioklases und der eines Glimmers. Die Fasern löschen gerade aus, haben ein hohes Relief und negative Hauptzone. Das Mineral erinnert in den optischen Eigenschaften lebhaft an Sericit. Es dürfte sich aber um Brucit handeln. Diese Brucitpseudomorphosen umschliessen oft Calcit, gelegentlich auch Chlorit und Erz. Stets ist randlich Erz ausgeschieden. Braunviolette, idiomorphe Einsprenglinge von Titanaugit sind meistens in Knäueln angeordnet. Zwillingsbildungen sind beobachtet worden. Der Axenwinkel beträgt ca. 60°. Sehr häufig ist der Augit randlich unter Aus-

scheidung von Erz in farblosen Chlorit umgewandelt, seltener sieht man die Pseudomorphose eines faserigen, braunen Gewebes nach Augit.

Der Plagioklas bildet eine kontinuierliche Serie von den grösseren Einsprenglingen bis zu den schmalen Leisten der Grundmasse. Es handelt sich um einen basischen Labrador mit 65 % An. Der Plagioklas macht ca. 50 % des Gesteines aus.

Das mikroskopische Bild wird bestimmt durch eine kurzprismatische, tiefbraune, pleochroitische Hornblende, die ca. 30 % der Grundmasse ausmacht. Pleochroismus:

n_γ = tiefbraun, n_β = braun, n_α = strohgelb.

Z. T. ist diese Hornblende randlich mit einer intensiv grünen Hornblende verwachsen. In gewissen Partien ist sie wieder völlig zersetzt und durch Chlorit und Erz ersetzt.

Diese Hornblende ist nicht leicht von einem akzessorisch auftretenden, in Farbe und Pleochroismus identischen Biotit zu unterscheiden, der zweifellos eine jüngere Bildung darstellt. Fast immer umschliesst dieser Biotit ein Erzkorn oder erscheint als synantetisches Produkt zwischen Erz und Plagioklas. Ideal ausgebildete Biotittäfelchen finden sich auch in Einschlüssen von Calcittafeln, die (analog den Augittafeln bei der ophitischen Struktur) von Plagioklasleisten durchschnitten sind. Quarz ist gelegentlich auch vorhanden. Diese Einschlüsse werden von uns als innere Segregationsprodukte betrachtet. Die Bildung von Biotit, Calcit und Quarz ist wahrscheinlich postmagmatisch.

Apatit und Leukoxen sind akzessorisch.

Gelegentlich finden sich unregelmässig begrenzte Einschlüsse von Calcit mit Quarz.

Auf innere Segregation deuten schmale Adern, die das Gestein durchziehen und die aus Plagioklas und hauptsächlich randlich angehäufter brauner Hornblende bestehen. Der Plagioklas zeigt teilweise Protoklase. Er ordnet sich mehr oder weniger parallel zur Richtung der Ader, während die Hornblende beiderseits die Randpartie bildet.

Die Analyse dieses Gesteins findet sich in der Tabelle I unter (1).

Ein verwandtes Gestein, das sich aber durch starke Umwandlungen wohl endogener Art unterscheidet, liegt in einem doppelten Gang im Parke des Hotel Post in Astano vor. Es erscheint von blossem Auge dunkelgrün mit hellen Einsprenglingen von Calcit.

Die tiefbraune Hornblende der Grundmasse wird sukzessive unter Abscheidung von Erz in Chlorit umgewandelt. Auch die Plagioklase sind stark zersetzt. Eine starke Zunahme von Erz, Chlorit

und Calcit ist zu beobachten. Calcit bildet einerseits scharf begrenzte Pseudomorphosen nach Olivin und Augit, gelegentlich mit Chlorit und Erz zusammen, teils auch die zentrale Füllmasse von Einschlüssen, die randlich von Chlorit umwachsen sind. Dieser faserig-blätterige, blassgrüne Chlorit wächst dabei in der Regel gegen das Zentrum des Einschlusses in den Calcit hinein. Z. T. scheint der Chlorit längs der Spaltrisse des Calcites einzudringen und also nach ihm gebildet zu sein, an anderen Orten wieder hat man den Eindruck, der Chlorit sei durch Calcit aufgezehrt worden.

Andere Einschlüsse eines lebhafter grün gefärbten, schwach pleochroitischen, faserigen Minerals von höherer Doppelbrechung sind vermutlich von einem Chlorit aus der Nähe des Delessits gebildet.

In beiden Fällen handelt es sich um Produkte residualer Lösungen und um das Resultat endogener, metasomatischer Prozesse.

Typus IIIb

Dieser Typus ist in zwei Vorkommen vertreten, wovon das eine südlich von Costa (SE Astano) ansteht, das andere an der Strasse Astano-Banco in der Bachrinne vor Bombinasco liegt. Die beiden Gesteine unterscheiden sich lediglich durch die Korngrösse. (Vorläufig bleibt es noch unentschieden, ob es sich um ein und denselben Gang oder um zwei verschiedene handelt.) Das massige, feinkörnige Gestein ist schwarzgrün mit dunklen Einsprenglingen und kreisrunden Einschlüssen.

Die Struktur ist porphyrisch. Charakteristisch ist die regellose Anordnung der herrschenden dunklen Gemengteile und deren panidiomorphe Ausbildung.

Das mikroskopische Bild wird beherrscht durch die teilweise idiomorphen Einsprenglinge von Chlorit. Das Mineral stellt vielleicht eine Pseudomorphose nach Olivin dar, an dessen Umrisse seine Form erinnert. Dass es sich um eine Pseudomorphose handelt, wird durch die Umrandung mit Erzkörnern wahrscheinlich gemacht. Der Chlorit ist pleochroitisch, hellgrün bis farblos, zeigt deutliche Spaltbarkeit, ziemlich starkes Relief, anomale blauviolette und braune Interferenzfarben und sehr schwache Doppelbrechung. Z. T. geht er randlich in eine intensiv gelb gefärbte, wahrscheinlich eisenreichere Modifikation über, wobei die Doppelbrechung stets zunimmt. In diesen Pseudomorphosen finden sich kugelige bis spindelförmige Einschlüsse mit sehr hohem Relief, farbloser, isotroper Randpartie und einem körnigen, braunen Zentrum. Wahrscheinlich ist dieses Mineral Orthit.

Die völlige Farblosigkeit des Augites (10—20 %) steht in einem auffälligen Gegensatz zu den in den andern Gesteinen beobachteten Titanaugiten. Er bildet idiomorphe, in Knäueln gehäufte Einsprenglinge sowohl wie einen Teil der Grundmasse, bei stetiger Abnahme der Korngrösse. Auslöschungsschiefe 40°. Zwillingslamellen häufig. Der Augit ist randlich meist zersetzt, z. T. auch mit Hornblende verwachsen.

Ebenso wie der Augit von der vorhergehenden Gruppe a) absticht, so auch die Hornblende (ca. 40 %), die nicht mehr tiefbraunrot, sondern braungrün ist. Ihr Habitus ist schlankprismatisch — sowohl als Einsprengling wie als dominierender Gemengteil der Grundmasse. Pleochroismus:

n_γ = dunkelgrünbraun, n_β = olivbraun, n_α = hellbraun.

Auslöschungsschiefe 12—14°.

Randlich ist ein Übergang in grüne Hornblende oft vorhanden, z. T. auch Umbildung zu Chlorit.

Bemerkenswert ist die Beobachtung, dass diese braune Hornblende überall dort, wo sie die Chloritpseudomorphosen nach Olivin berührt, in eine grüne Hornblende übergeht. Dies dürfte wohl in Zusammenhang mit der Bildung der Pseudomorphosen und der Einwirkung wässeriger Lösungen stehen.

Das Gewirr der schmalen Feldspatleisten dürfte ziemlich zuletzt auskristallisiert sein. Dafür spricht trotz der leistenförmigen Ausbildung die überall beobachtete Verzahnung des Randes.

Akzessorisch finden sich Erz, Calcit, Epidot und Apatit.

Der ungefähre prozentuale Anteil der Mineralien an der Grundmasse wird durch folgende Schätzungen illustriert:

Augit	ca. 20 %
Hornblende	ca. 40 %
Plagioklas	30—40 %

In Tabelle I ist unter 1 R die Analyse eines dieser Gesteine wiedergegeben.

Besondere Beobachtung verdienen einige Bildungen, die sehr schön in dem gröber kristallinen Gestein von Bombinasco auftreten.

Bereits im Gange südlich von Astano beobachtet man in der Grundmasse unregelmässig begrenzte Bildungen eines ziemlich stark doppelbrechenden Feldspates, oder auch von Chlorit und Feldspat, Epidot und Calcit. Im Gange bei Bombinasco aber findet man bis 5 mm grosse, wohlbegrenzte, kugelförmige Einschlüsse. Sie sind in der Hauptsache von einem Gewirr von faserigem Albit erfüllt, der

von verschiedenen Zentren aus radial kristallisiert und eine an Eisblumen erinnernde Struktur schafft. In den Maschen des sich überschneidenden Albites findet man Epidot und Zoisit, auch Calcit, seltener Chlorit. Dünne Nadeln von grünbrauner Hornblende wachsen quer durch diese Gebilde. Mehrfach kann man beobachten, wie Feldspäte vom Rande dieser Einschlüsse gegen das Zentrum hineinwachsen und mit gut ausgebildeten Endflächen enden. Diese Kristalle sind demnach vor der Füllung der Hohlräume gewachsen und entsprechen, vielleicht mit einem selten als randliche Zone auftretenden Chlorit, einer ersten Bildungsphase, während der Albit zusammen mit Epidot und Calcit zu einer zweiten Phase gehören würde.

Diese Bildungen erinnern lebhaft an analoge Erscheinungen in der Silvretta, die in der vorangehenden Arbeit beschrieben wurden, Der Mineralbestand ist derselbe, mit Ausnahme von Quarz und Erz, die nur in der Silvretta beobachtet wurden. Der strukturelle Unterschied ist aber sehr gross und hängt zweifellos mit den verschiedenen Bildungsbedingungen zusammen. In der Silvretta war es leicht, eine einfache Sukzession der Bildungen festzustellen; hier hingegen hat man es mit zwei zeitlich verschiedenen Phasen zu tun, wobei die Mineralien der zweiten Phase, Albit, Epidot und Calcit, simultan auskristallisiert sind. Eine erste Phase ist in der Silvretta überhaupt nicht beobachtet worden. Während es sich dort um postmagmatische, vorwiegend hydrothermale Bildungen handelt, dürften die hier beobachteten Hohlraumfüllungen noch zu den eigentlich magmatischen bis pneumatolytischen Bildungen gehören und die Ausfüllung miarolithischer Hohlräume darstellen.

Typus IIIc

Der folgende Typus findet sich in einem Gange SW Astano, bei Perla, dann S von Beride und bei Croglio, und ein viertes Vorkommen auf dem Monte Bedeglia, zwischen Bedegliora und Banco. Seine Unterscheidung ist durch strukturelle und mineralogische Abweichungen gegenüber den beiden vorhergehenden Typen gerechtfertigt.

Das massige, feinkörnige Gestein ist schwarz, seidenglänzend. Der Glanz wird durch feine Hornblendenadeln verursacht, die man mit blossem Auge erkennen kann. Bei gröberem Korn zeigt das Gestein auch einen durch Feldspat verursachten braunen Ton.

Die Struktur ist durch den Idiomorphismus der dunklen Gemengteile und die xenomorphe Ausbildung der Feldspäte bedingt, die eine verzahnte, einheitliche Grundmasse bilden, in der die dunklen Gemengteile poikilitisch eingeschlossen sind. Allerdings zeigen die

Feldspäte in einigen Partien auch mehr Individualisierungstendenz, wobei eine typisch diabasische Struktur resultiert.

Man beobachtet z. T. idiomorphe Einsprenglinge von hellgrünem, schwach pleochroitischem Chlorit zusammen mit Calcit, wobei der Calcit (gelegentlich mit Hornblende und Orthit?) poikilitisch in einem Chloritgewebe eingeschlossen ist. Randlich sind diese Phenokristalle stets von Erz umgeben. Vermutlich handelt es sich um Pseudomorphosen nach Olivin. In einem dieser Gesteine finden sich auch xenomorphe Einschlüsse von Calcit, Chlorit und Erz, die stets von einem dichten Kranz von Hornblende umschlossen sind.

Der Augit tritt in diesem Gestein stark zurück. Er bildet höchstens 5 % der Gemengteile. Er kristallisiert in Knäueln, zeigt idiomorphe Gestalt und ist farblos und meist in Chlorit umgewandelt.

Die idiomorphe, schlankprismatische Hornblende zeigt gleichen Pleochroismus wie die des Typus III b. Auslöschungsschiefe 16°. Zwillingsbildungen sind häufig. Randlich ist sie gelegentlich in Chlorit verwandelt, hie und da auch in eine braune, isotrope Masse.

Der Plagioklas bildet das Grundgewebe. Er zeigt rötlichbraune Bestäubung, starke Umwandlung in Sericit und ist prismatisch, mit zackigen Rändern, ausgebildet.

Calcit, Chlorit und Erz bilden zusammen zwischen 10 und 20 % der Grundmasse. Der Gang südlich Astano zeigt quadratische Schnitte durch Erz, in deren Kern immer ein von Chlorit umgebenes hoch doppelbrechendes, nicht näher bestimmbares Korn liegt. Der Chlorit erscheint dabei als synantetische Bildung zwischen diesem braunschwarzen Kern und dem randlichen Erz.

Auch Einschlüsse von Calcit sind vorhanden.

Nadelförmiger Apatit ist akzessorisch reichlich vorhanden. Ungefährer prozentualer Mineralgehalt:

Plagioklas	40—50 %
Hornblende	ca. 40 %
Calcit, Chlorit, Erz	10—20 %

Typus IV. Dioritporphyrit

Dieses Gestein nimmt chemisch und mineralogisch eine Mittelstellung zwischen den eben beschriebenen und den im Folgenden noch zu beschreibenden Typen ein. Es findet sich in einem Gang von ca. 50 m Mächtigkeit nördlich von Ponte Tresa.

Das gelb anwitternde, graue dioritähnliche Gestein ist mittelkörnig, massig, mit hellem Plagioklas, Biotit und Hornblende als dunklen Gemengteilen. Im Gegensatz zu den bis jetzt beschriebenen

aphanitischen Typen sind die Komponenten dieses Gesteins von blossem Auge erkennbar.

Alle drei Gemengteile sind regellos angeordnet, zeigen idiomorphe und kurzprismatische bis isometrische Ausbildung. Der Plagioklas zeigt starke Schwankungen in der Grössenordnung. Die Interstitien sind mit Quarz als Endprodukt der Kristallisation erfüllt.

Der Plagioklas ist Hauptgemengteil (70—80 %). Zonarstruktur und Zwillingsbildungen sind häufig. Die Schwankungen in der Zusammensetzung von Kern und Schale betragen bis 20 %. Bemerkenswerterweise variiert der An-Gehalt von einem Individuum zum anderen um das Doppelte. So ergab ein Kristall im Kern 80 % An, in der Schale ca. 56 %. Bei einem anderen Kristall ist die Zusammensetzung in drei von innen nach aussen folgenden Zonen 62 % An, 48 % An und 40 % An. Zone 2 (48 %) ist von Zone 3 (40 %) durch eine aus Sericit oder Talk bestehende Schale getrennt. Einige andere Feldspäte zeigen Zusammensetzungen zwischen 55 und 65% An, also Andesin bis Labrador. Die Mehrzahl der Plagioklase ist im Kern oder in ganz bestimmten Zonen in ein farbloses, glimmerartiges Mineral umgewandelt, das lebhaft an Talk erinnert. Der optische Charakter blieb unbestimmbar.

Die Hornblende ist kurzprismatisch und z. T. in Chlorit umgewandelt. Pleochroismus:

n_γ = grünblau, n_β = grasgrün, n_α = strohgelb.

Die Hornblende führt viel Erzeinschlüsse. Zwillingsbildungen sind häufig.

Der Biotit zeigt isometrische Ausbildung. Pleochroismus:

n_γ = dunkelbraun, n_β = braun, n_α = strohgelb.

Da und dort beobachtet man pleochroitische Höfe um Zirkon. Parallel zu den Spaltrissen findet man gelegentlich spindelförmige Kristalle von Epidot. Die Umbildung zu Chlorit wird auch hier beobachtet.

Als letzte Bildung füllt der Quarz die Zwickel aus. Kalifeldspat konnte nirgends festgestellt werden. (Der Kaligehalt der Analyse wird jedoch durch den Biotit erklärt.) Ungefähre prozentuale Zusammensetzung:

Plagioklas	ca. 80 %
Hornblende	ca. 10 %
Biotit	ca. 10 %

Die etwas dichtere Randpartie des Dioritporphyrites zeigt dieselbe Struktur wie die Mitte, bedingt durch den Idiomorphismus des vorherrschenden Plagioklases, der in verschiedenen Grössenord-

nungen vorhanden ist. Der Mineralbestand ist derselbe bis auf einen Gehalt von 5—10 % eines schwach pleochroitischen Titanaugites. Er ist als Erstes auskristallisiert und später teilweise wieder aufgezehrt worden. Die ursprüngliche Gestalt ist manchmal noch angedeutet — der Rand ist aber immer verfressen. Die aufzehrenden Lösungen folgten den Spaltrissen. Das Ergebnis der Reaktion waren grüne Hornblende — identisch mit der oben beschriebenen Art —, ferner Biotit, der niemals den Augit direkt berührt. Auch etwas Erz scheint bei diesen Umbildungen frei geworden zu sein. Wir hätten also im Salbande eine zeitliche Folge von Augit, grüner Hornblende und Biotit — also eine Reaktionsserie im Sinne Bowens.

Salband und Gangmitte unterscheiden sich lediglich durch den Gehalt des ersteren an Augit. Die hier angedeutete Umbildung zu grüner Hornblende ist in der Gangmitte vollendet, im Salbande auf halbem Wege stecken geblieben.

Der dioritische Charakter des Gesteines folgt auch aus der Analyse 38, Tabelle I.

Typus V. Quarzporphyrite

Die Gruppe der Quarzporphyrite ist durch vier Gänge vertreten, wovon der eine, westlich von Astano bei P. 649 an der italienischen Grenze, zusammen mit einem Diabas vorkommt und, wie bereits erwähnt, jünger als dieser Diabas zu sein scheint. Ein zweiter findet sich auf Alpe di Monte, im Bachriss, der von dieser Alp gegen Bombinasca hinunterzieht. Dieser Aufschluss zeigt eine T-förmige Verzweigung. Der dritte Aufschluss quert die Magliasina westlich von Miglieglia. Der vierte Gang endlich tritt in drei Ausbissen zu Tage, wovon der südlichste beim Molino di Pura, der nördlichste bei Vernate und ein dritter zwischen diesen beiden liegt.

Von blossem Auge beobachtet man in einer dichten, hellgraugrünen bis dunklen Grundmasse weisse Einsprenglinge von idiomorphem Feldspat (bis 1 cm) und glasigem, bipyramidalem Quarz. Schwarze, gerundete Einschlüsse sind in diesen Gesteinen sehr häufig. Die Verwitterungsfarbe ist rotbraun.

Unter dem Mikroskop zeigt der Quarz deutliche Korrosionserscheinungen. Die korrodierenden Lösungen haben teilweise zur Neubildung von Chlorit und Sphärolithen von Quarz innerhalb des Kornes geführt. Fast regelmässig sind diese Einsprenglinge von einem kryptokristallinen, hellen Reaktionssaume umgeben, der umso ausgeprägter ist, je stärker sich Korrosions- und Assimilationserscheinungen bemerkbar machen.

Man beobachtet in einem Teil der Gesteine zwei Generationen von Plagioklaseinsprenglingen. Die eine, wahrscheinlich ältere, zeigt spindelförmige Umrisse und parallel damit verlaufende Zonen. Diese Feldspäte sind in eine braune Masse umgewandelt und zu Messungen völlig ungeeignet. Die zweite Generation zeigt stets scharfe, idiomorphe Schnitte. Der ursprüngliche Feldspat ist nur reliktisch vorhanden. Die randlichen Partien sind stets in ein braunes, filziges Gewebe von Sericitschüppchen und Feldspatsubstanz (?) umgewandelt. Die Ausmessung einiger zentraler Partien ergab einen Anorthitgehalt von 20—30 %, also Oligoklas-Andesin. Das Relief ist stets höher als das von Kanadabalsam.

In einem dieser Gesteine sind einsprenglingsartig auch einzelne Biotitschuppen bemerkt worden. Er ist pleochroitisch hellgrün bis farblos und stets mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt, hie und da mit einem braunen Streifen feinster Kristalle in der Mitte.

Die mikro- bis kryptokristalline Grundmasse ist ein granophyrisches Gewebe von Plagioklas (oft sphärolithisch), Quarz und Chlorit und gelegentlich auch Sericit. Dünne Plagioklasleistchen und braune, pleochroitische Leistchen von Hornblende oder Biotit, letztere meist in Chlorit und Erz umgewandelt, ergänzen dieses Bild. Calcit ist in der Grundmasse fein verteilt vorhanden und erreicht in einigen der Gänge einen wesentlichen Anteil. Akzessorisch sind Erz und Apatit vorhanden. Orthoklas konnte nicht gefunden werden, jedoch ist seine Existenz bei der Schwierigkeit einer mikroskopischen Analyse der Grundmasse nicht ausgeschlossen.

Das Gestein von Alpe di Monte wurde analysiert. Die Analyse ist unter No. 22, Tabelle I zu finden. Das analysierte Gestein hat schätzungsweise 65—70 % Plagioklas und Quarz und ca. 30 % Hornblende und Chlorit. Das Gestein hat quarzdioritischen Charakter. Beachtenswert ist der hohe Alkaligehalt.

Den Quarzporphyriten verwandt ist ein Typus, der als Doppelgang in zwei Bachrissen westlich von Pura vorkommt, und den man als Porphyrit schlechtweg bezeichnen kann. Er führt Plagioklas und Biotit als Einsprenglinge in einer kryptokristallinen Grundmasse von Plagioklas, Quarz, Chlorit und Calcit. In einem dieser Gesteine ist der Biotit unter Ausscheidung von Erz völlig ausgebleicht worden, die Grundmasse führt reichlich Calcit und daneben durch Sammelkristallisation gebildeten Quarz.

Im obersten Dorfteil von Vernate ist ein Gang anstehend, der im Schliffe eine sehr dichte, ursprünglich wohl glasige Grundmasse zeigt, in der man nur Körner von Calcit und Epidot erkennen kann.

Die fluidal angeordneten Einsprenglinge sind Plagioklas und Biotit, daneben noch einige unregelmässig begrenzte Quarzkörner.

So besteht die Gangschar von Ponte Tresa bis Vernate mit Ausnahme des Dioritporphyrites und eines Diabasporphyrites NE Neggio aus einer Gruppe nahe verwandter Gesteine. Die Unterschiede im Erhaltungszustand der Gesteine sind ziemlich gross.

Typus VI. Saure Quarzporphyrite

Ein helles, rötlichgraues, dichtes Gestein findet sich nördlich von Ponte Tresa, in unmittelbarer Nähe des oben beschriebenen Dioritporphyritganges, ein ähnliches, etwas grünlicheres Gestein westlich von Banco, am Westhang der Lisora.

Die Struktur ist porphyrisch. Als Einsprenglinge findet man Plagioklas, prismatisch ausgebildet, mit reichlichen Einschlüssen von Calcit. Die Grundmasse ist ein feines mikrolithisches Gewebe von Feldspatleisten mit Andeutung von trachytischer Struktur und mit Quarz, weissem Glimmer und Calcit in den Interstitien. Der weisse Glimmer zeigt Habitus und optischen Charakter des Muskovits mit zum Teil radialfaseriger Anordnung, hie und da mit Quarz verwachsen. Der Plagioklas ist fleckenweise in Sericit umgewandelt. Calcit bildet unregelmässige Häufchen doppelter Art. Die einen treten aus der Grundmasse als bräunliche, dunkle Flecken scharf hervor und zeigen teilweise schwachen Pleochroismus. Daneben findet sich in den Interstitien der Grundmasse heller, nicht pigmentierter Calcit.

In dem Gange N von Ponte Tresa beobachtet man kleine, idiomorphe Pseudomorphosen von Erz und Epidot, die nach den Umrissen zu urteilen aus Hornblende gebildet worden sind.

Orthoklas ist nicht gefunden worden. Mit Rücksicht auf den hohen K-Gehalt des analysierten Gesteins halte ich sein Vorhandensein trotzdem für wahrscheinlich und nur durch die Struktur der dichten Grundmasse verdeckt.

Die Analyse (11) in Tabelle I ist von dem Gestein westlich von Banco ausgeführt worden. Sein Chemismus zeigt grosse Übereinstimmung mit dem der Dazite und Quarzporphyrite.

Es sei bemerkt, dass dieser saure Quarzporphyrit der oben erwähnten Mylonitzone der Lisora parallel läuft.

ÄLTERE GANGGESTEINE

Das gemeinsame Merkmal dieser Gruppe ist die starke Umwandlung und die z. T. grosse Verwandtschaft mit den umgewandelten

Diabasen der Silvretta. Hieher gehören alle von KELTERBORN erwähnten Vorkommen zwischen Ponte Tresa und Pura, ebenso wie der Olivindiabas W von Novaggio, die er alle als permisch betrachtet. In der Hauptsache handelt es sich um Diabase und Diabasporphyrite. Ausser dem von KELTERBORN erwähnten Olivindiabas fand sich noch ein derartiges Gestein südlich von Beride.

a) Olivindiabase

Wir beschreiben hier nur das südlich von Beride gefundene Gestein. Es enthält in einem dichten Gewebe von Calcit, Chlorit und kaum noch erkennbaren Plagioklasleisten grosse idiomorphe Einsprenglinge von Calcit und Iddingsit. Bei den ersteren handelt es sich um Pseudomorphosen nach Feldspat. Der Iddingsit ist selbst zersetzt und zeigt keine deutliche Auslöschung mehr. Er ist wohl aus Olivin gebildet worden. Daneben finden sich noch idiomorphe Pseudomorphosen von Calcit, wahrscheinlich nach Augit. Zum Unterschied von den erstgenannten führen diese immer einen rotbraunen, vererzten Rand, selten auch Chlorit und Quarz.

b) Diabase und Diabasporphyrite

Ausser den von KELTERBORN erwähnten Vorkommen finden sich solche Gänge in der Umgebung von Astano und Beride. Sie sind charakterisiert durch die Mineralkombination Plagioklas, Chlorit, Erz und Calcit und porphyrische bis diabasische Struktur. Im allgemeinen erscheinen sie etwas heller als die bis dahin beschriebenen Typen. Sie weisen weisse Einsprenglinge auf, die teilweise aus Plagioklas, meist aber aus Calcit bestehen. Alle zeigen in hohem Grade Umwandlungserscheinungen, die soweit gehen, dass die Struktur und der frühere Mineralbestand völlig zerstört werden, und nur noch ein Gemenge von Calcit, Erz und Chlorit übrigbleibt.

Die Einsprenglinge von Plagioklas sind z. T. durch Calcit und Chlorit ersetzt. Sie lassen noch zonaren Bau erkennen. Mehr oder weniger idiomorphe Pseudomorphosen von Calcit als kleinere Einsprenglinge ersetzten wahrscheinlich auch Augit.

Auch die Plagioklasleisten der Grundmasse sind teilweise oder völlig durch Calcit ersetzt. Die Interstitien sind von blassgrünem Chlorit erfüllt, der stets sphärolithische Aggregate bildet und fast isotrop erscheint. Bei fortschreitender Umwandlung verdrängen Calcit und Erz den Chlorit, wobei auch Quarz als sekundäres Produkt auftritt. Akzessorisch beobachtet man Apatit.

Sehr häufig sind unregelmässige Einschlüsse von Calcit oder Chlorit und peripherisch darum angeordnete Sphärolithe, die aus Quarz gebildet werden.

Prozentual ergibt sich ungefähr folgende Verteilung:

Plagioklas	ca. 70 %
Chlorit	bis 20 % und weniger
Calcit und Erz	10 % und mehr

Die Tendenz der Umwandlungen verläuft bei diesen Gesteinen in genau derselben Richtung wie bei den Diabasen der Silvretta. Die Analogie im Schliffbild ist so gross, dass man Gesteine aus den beiden Gebieten leicht verwechseln könnte. Dies ist der Hauptgrund, weshalb wir diese Diabase dem Alter nach mit denen der Silvretta parallelisieren möchten. Ein bündiger Beweis kann vorläufig nicht erbracht werden. Im Verlaufe dieser Arbeit hat sich jedoch immer mehr der Eindruck herausgeschält, dass sie zeitlich und genetisch etwas Eigenes darstellen, das von anderen Gängen mehr lampro-

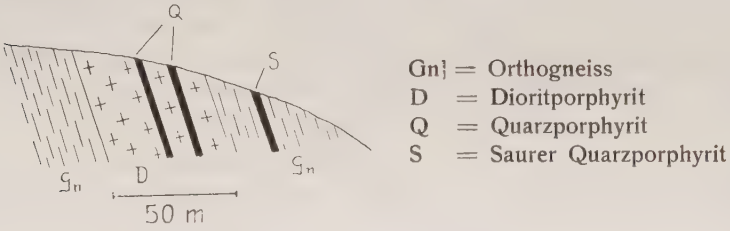


Fig. 2. Profil durch den Dioritporphyritgang N Ponte Tresa.

phyrischen Charakters sich scharf abhebt. Danach hätten wir einen Schwarm von alten, vielleicht permischen Intrusionen von diabasischem Charakter, der hauptsächlich in dem Linienzuge Ponte Tresa-Pura-Vernate eine Häufung erreicht, während junge Gesteine von lamprophyrischem bis dacitischem Charakter sich hauptsächlich in der Umgebung von Astano, Beride und Miglieglia finden. Eine eingehendere Kenntnis des Zusammenhanges dieser Ganggesteine mit der Tektonik des Gebietes wird die Frage des relativen Alters der beiden Ganggruppen vielleicht der Lösung näher bringen.

NICHT KLASSIFIZIERBARE GESTEINE

Einige Gesteine konnten nicht in das allgemeine Schema eingeordnet werden, meist infolge der Mehrdeutigkeit, die einzelnen Pseudomorphosen anhaftet. Als erstes erwähnen wir ein Gestein NE Neggio. Es ist dunkelgrün, mit einem blauen Ton, feinkörnig mit schwarzen Flecken.

In einer durch schmale Feldspatleisten gebildeten trachytoiden Grundmasse liegen als Einsprenglinge idiomorphe Pseudomorphosen eines glimmerartigen Minerals und wenigen wohlbegrenzten, kleine-

ren, häufig verwachsenen einheitlichen Bastitpseudomorphosen. Vermutlich handelt es sich dabei um eine ursprüngliche Verwachsung von Olivin und Orthaugit. Es ist aber nicht möglich, optisch festzustellen, ob man eine Talk- oder eine Sericitpseudomorphose oder ein Drittes vor sich hat. Ebenso wenig geben die Umrisse Auskunft, ob es sich ursprünglich um Olivin oder um Feldspat gehandelt hat.

Neben den Feldspatleisten besteht die Grundmasse vorwiegend aus Calcit und Erz, sehr wenig Chlorit und Sericit. Ein Einschluss von Quarz und Calcit wurde beobachtet.

Ein zweites Gestein von zweifelhaftem Charakter bildet einen Doppelgang innerhalb des oben beschriebenen Dioritporphyrites N Ponte Tresa und ist also jünger als dieser. Obenstehende Skizze gibt einen Begriff von der gegenseitigen Lage der Gänge.

Der fragliche Gang zeigt eine graugrüne Grundmasse mit farblosen Einsprenglingen. Die Grundmasse zeigt eine trachytoide Anordnung schmaler Feldspatleisten in einer fast isotropen, wahrscheinlich entglasten Grundmasse von blassgrünem Chlorit, Erz, wenig Sericit, Calcit und Quarzfetzen, die voller Einschlüsse sind.

Ein Teil der grösseren Einsprenglinge ist idiomorph und aus einem glimmerartigen Mineral gebildet, das eher an Talk als an Sericit gemahnt. Ob es sich um Pseudomorphosen nach Feldspat oder um solche nach Olivin handelt, kann man nicht mehr entscheiden. Gelegentlich schliessen sie auch Epidot, Chlorit und Limonit ein.

Neben diesen Pseudomorphosen finden sich teils kristallographisch gut begrenzte, teils unregelmässige Einsprenglinge von Calcit, die teilweise an Form und Auftreten des Augits erinnern. Quarz bildet da und dort den Kern dieser Einschlüsse.

Vielleicht handelt es sich um einen Diabasporphyrit mit ursprünglich glasiger Grundmasse.

Chemismus der Ganggesteine

In der folgenden Tabelle I sind die nach dem steigenden SiO_2-Gehalt geordneten Gesteinsanalysen und die zu jeder Analyse gehörenden Niggliwerte dargestellt. Die in der obersten Zeile angegebenen Zahlen bedeuten die Nummern der zugehörigen Schliffe und Handstücke.

Die Auswahl des Analysenmaterials geschah nach mikroskopischem Befund. Keines der analysierten Gesteine ist frei von CO_2, und der Gehalt an Wasser ist, wenigstens bei den basischen Gliedern, sehr hoch. Den maximalen Betrag an CO_2 führt das Gestein 11, das dem blossen Auge einen unfrischen Eindruck macht und das in seiner

Tabelle I

	1	1 R	51	10 R	38	22	11
SiO_2	46,41	46,62	47,65	48,44	56,20	64,95	72,02
TiO_2	3,34	2,78	2,39	3,39	1,38	1,00	Spuren
Al_2O_3	14,52	15,75	19,36	15,84	16,73	14,74	12,63
Fe_2O_3	2,49	4,32	0,34	1,68	3,56	1,60	0,68
FeO	8,01	5,62	6,44	6,11	4,00	2,23	1,49
MnO	0,09	0,13	0,11	0,13	0,06	0,05	0,13
MgO	6,64	7,02	6,66	6,93	4,09	2,45	0,23
CaO	6,31	8,15	6,70	9,00	6,99	2,80	2,33
Na_2O	4,11	2,86	4,30	2,15	2,46	4,59	2,92
K_2O	2,66	3,08	1,44	1,31	2,23	3,26	3,77
H_2O+	3,46	2,75	4,07	3,31	2,08	1,41	1,08
H_2O-	0,18	0,25	0,17	0,60	0,15	0,09	0,10
CO_2	1,46	0,70	0,16	0,59	0,07	0,74	2,52
P_2O_5	0,55	0,33	0,40	0,69	0,28	0,16	0,16
	100,23	100,36	100,19	100,17	100,31	100,07	100,06
spez. Gew.	2,81	2,86	2,82	2,80	2,75	2,67	2,67
si	117	113	121	125	168	259	415
al	22	23	29	24	30	35	43
fm	47	45	40	43	36	27	12
c	17	21	18	25	23	12	15
alk	14	11	13	8	11	26	30
k	0,30	0,42	0,18	0,29	0,37	0,32	0,46
mg	0,53	0,57	0,63	0,61	0,50	0,54	0,06
Ls =	0,85	0,79	0,90	0,64	0,62	0,67	0,50
Fs =	0,48	0,48	0,35	0,41	0,24	0,11	0,03
Qs =	− 0,33	− 0,27	− 0,25	− 0,06	0,14	0,21	0,47
qz =	− 39	− 31	− 31	− 7	+ 24	+ 55	+195
	essexit-gabbroid	essexit-gabbroid	gabbro-dioritisch	gabbro-dioritisch	dioritisch	quarzdioritisch	yosemitisch-trondhjemitisch

Analytiker: P. Bearth.

1 Camptonit, östlich Astano. Typ. III a.
1 R Camptonit, südlich Astano. Typ. III b.
51 Diabas, westlich Astano, P. 649 der italienischen Grenze. Typ. II.
10 R Olivindiabas, Alpe Magino, NW Monte Torri. Typ. I.
38 Dioritporphyrit, N Ponte Tresa. Typ. IV.
22 Quarzporphyrit, Alpe di Monte, SW Miglieglia. Typ. V.
11 Saurer Quarzporphyrit, westlich von Banco. Typ. VI.

Grundmasse Karbonat erkennen lässt (siehe: Saure Quarzporphyrite). In diesem und vielleicht auch beim Quarzporphyrit No. 22 dürfte die Verwitterung für den Gehalt an CO_2 verantwortlich sein. Alle Komponenten zeigen hier starke Umwandlungserscheinungen. Bei den

basischen Gliedern der Serie hat jedoch das Auftreten von CO_2 und der hohe Wassergehalt mit der Verwitterung kaum etwas zu tun. Hier sind alle Komponenten (Plagioklas, Augit oder Hornblende) sehr frisch. Geradezu charakteristisch ist für diese Gruppe (1, 1 R, 51, 10 R) der Gehalt an Bildungen endogenen, meist postmagmatischen Ursprungs. Dabei treten als hydrothermale Bildungen Chlorit und Calcit auf. Der hohe Wasser- und CO_2-Gehalt ist also nicht auf Zufuhr von aussen zurückzuführen, sondern er ist ein Kennzeichen dieses basischen Magmas selbst.

Die grosse Verwandtschaft im Chemismus zwischen den Camptoniten (1 und 1 R) und den Diabasen (51) und Olivindiabasen (10 R) ist bemerkenswert. Diese Gesteine bilden genetisch eine Einheit und sind wahrscheinlich die lamprophyrischen Spaltungsprodukte eines Magmas, dessen saure Glieder durch die Quarzporphyrite (22) und (11) repräsentiert werden, und das vielleicht eine dem Dioritporphyrit (38) nahe Zusammensetzung gehabt hat.

Eine nachträgliche Beobachtung an einem Ganggestein des Cenere macht es wahrscheinlich, dass die oben erwähnte Verwandtschaft eine viel engere ist, als Mineralbestand und Struktur erwarten lassen. Die Gangmitte führt als dunklen Gemengteil Augit, das Salband aber zeigt nur mehr braune Hornblende. Ganz analog dürfte die Beziehung zwischen den chemisch sehr verwandten, aber petrographisch ganz verschiedenen Camptoniten und Diabasen mehr den Charakter einer Heteromorphie tragen. Der Begriff Camptonit soll hier nur einen bestimmten Mineralbestand und gewisse Struktureigenheiten charakterisieren, ohne genetische Bedeutung zu besitzen.

Die Camptonite sind meist in Alkaliprovinzen zu finden. Der Alkalicharakter unserer Camptonite ist ganz ausgeprägt, er dürfte aber eine logische Folge lokaler Anreicherung flüchtiger Bestandteile im Magma sein.

Ein Kennzeichen der basischen Gruppe ist der hohe Ti-Gehalt, der bei den Diabasen und Camptoniten vom Typus III a seinen Ausdruck in dem Gehalt an Titanaugit findet, während die Camptonite des Typus III b (Analyse 1 R) farblosen Augit führen. Der hohe Apatitgehalt ist ein weiteres Kennzeichen dieser Gruppe. Nach den sauren Gliedern hin nimmt der Gehalt an P_2O_5 ab.

Im allgemeinen ist das niedrige c beachtenswert. Der MgO-Gehalt ist relativ hoch. Die Summe $Na_2O + CaO$ ist in den vier ersten Gliedern konstant (ca. 11 %), ebenso der Betrag an MgO. Das Verhältnis $\frac{Na_2O}{CaO}$ ist sehr starken Schwankungen unterworfen.

Der hohe K-Gehalt des Gesteins 1 R ist aus dem Mineralbestand nicht ohne weiteres verständlich. Während der verwandte Camptonit 1 Biotit führt, ist in 1 R kein K-haltiges Mineral beobachtet worden, und man muss wohl annehmen, dass der Plagioklas dieses Gesteins einen beträchtlichen Orthoklasgehalt besitzt.

Die Gesamtheit der Analysen ergibt ein typisch pazifisches Differentiationsbild. Das steht im Einklang mit der allgemeinen Differentiationstendenz der inneralpidischen tertiären Provinzen.

Man wird sich natürlich die Frage vorlegen, ob die Ganggefolgschaft einem der benachbarten tertiären Lakkolithen genetisch zugehöre.

Der Granitstock von Baveno kommt dafür kaum in Frage. Soweit seine Ganggefolgschaft bekannt ist, erscheint sie wesentlich anders beschaffen als die des Malcantone. Gesteine mit so starker Neigung zur Alkalisippe sind nicht vorhanden.

Viel mehr Wahrscheinlichkeit hat die Annahme einer Verbindung mit dem Bergeller-Massiv, dessen westliche Ausläufer bis Melirolo im Val Morobbia sich hinziehen. Der Tonalit von Melirolo zeigt chemisch eine grosse Verwandtschaft mit dem Dioritporphyrit von Ponte Tresa, von dem wir glauben, dass er der ungefähren mittleren Zusammensetzung des Stammagmas unserer Ganggesteine entspricht. Zum Vergleiche teilen wir hier die Niggliwerte einiger Analysen mit:

	Dioritporphyrit von Ponte Tresa	Tonalit von Melirolo	Tonalitdiorit des Fornogletschers	Lamprophyr des Val Bondasca
si	168	168	136	145
al	30	31	34	27,5
fm	36	32	33,5	34
c	23	26	23,5	22,5
alk	11	11	9	16
k	0,37	0,27	0,41	0,46
mg	0,50	0,48	0,54	0,52

Im Massiv selbst scheinen Lamprophyre sehr selten zu sein. Kolonne 4 gibt die Niggliwerte eines dieser Lamprophyre.

Man kann über Zusammenhang und Differentiationsverlauf bis jetzt keine bindenden Schlussfolgerungen ziehen, vor allem, weil das Material noch unvollständig ist. Die im Sommer 1931 von M. Reinhard im Gebiete des Cenere durchgeführten Aufnahmen haben zahlreiche weitere Gänge geliefert, die ihres abweichenden Charakters wegen nicht mehr in diese Untersuchung mit einbezogen werden konnten. Diese muss also in mancher Hinsicht ein Torso bleiben.

SCHLUSSWORT

Das Material zu dieser Arbeit wurde mir von Herrn Prof. Dr. M. Reinhard zur Bearbeitung überlassen. Es ist in der Hauptsache von Ing. A. Burford in den Jahren 1925—26 gesammelt worden. Auf den Angaben von Burford beruht auch die beigegebene Karte der Gänge. Ihm und Herrn Prof. M. Reinhard spreche ich hiermit meinen Dank aus.

LITERATURVERZEICHNIS

1. H. L. Alling, The Mineralography of the Felspars. Journ. Geol. **29**, 1921, S. 193.
2. N. L. Bowen, The Evolution of the Igneous Rocks. 1928.
3. R. A. Daly, Igneous Rocks and their Origin.
4. A. Harker, Natural History of Igneous Rocks.
5. J. Jakob, Anleitung zur chemischen Gesteinsanalyse. 1928.
6. P. Kelterborn, Geologische und petrographische Untersuchungen im Malcantone. 1922.
7. P. Niggli, Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig 1920.
8. — Zur Deutung der Eruptivgesteinsanalysen. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 7, 1927.
9. P. Niggli, F. de Quervain und R. U. Winterhalter, Chemismus schweiz. Gesteine. 1931.
10. M. Reinhard, Universaldrehtischmethoden. 1931.
11. K. H. Scheumann, Zur Genese alkalisch-lamprophyrischer Ganggesteine. Centralbl. für Min. **1922**, S. 495.
12. S. J. Tomkieff, On some chloritic minerals. Min. Mag. 1926, 21.
13. N. S. Washington, Chemical Analysis of Rocks. 1930.

Eingegangen: 15. Januar 1932.

Curriculum vitae

Ich, Peter Paul Bearth, von Somvix, wurde am 30. August 1902 als ältester Sohn des Lehrers Peter Bearth und seiner Gattin Barbara, geb. Müller, in Somvix, Kt. Graubünden, geboren. Vom siebten bis zu meinem fünfzehnten Altersjahre besuchte ich die Schule meines Heimatdorfes und kam dann als Lehrling in die Maschinenfarbrik Brown, Boveri & Cie. in Baden, die ich nach 3¼jähriger Lehrzeit wieder verliess. Im Herbst 1922 bestand ich nach privater Vorbereitung die Maturitätsprüfung in Zürich und gleichzeitig das Aufnahmeexamen an die E. T. H., wo ich für zwei Semester an der Bauingenieur-Abteilung immatrikuliert war. Vom Herbst 1923 an studierte ich an der mathematisch-naturwissenschaftliche Abteilung der philosophischen Fakultät der Universität Basel Physik, Mathematik und Chemie und bestand im Frühjahr 1926 die Fachprüfung für Mittellehrer in diesen drei Fächern und nach einjähriger Arbeit am Lehrerseminar Basel auch die pädagogischen Prüfungen für diese Stufe. Die vorliegende Dissertation begann ich auf Anregung von Herrn Prof. Dr. M. Reinhard im Sommer 1928 und beendigte sie im Sommer 1931.

Ich besuchte die Vorlesungen und Übungen folgender Herren:

in Zürich: M. Grossmann, Hirsch, Polya, E. Imhof, Treadwell, Schröter, Schardt, Gull, Medicus,

in Basel: M. Reinhard, A. Buxtorf, H. Preiswerk, W. Hotz, J. Cadisch, H. Mohrmann, O. Spiess, W. Matthies, A. Hagenbach, H. Zickendraht, Fr. Fichter, H. Rupe, P. Häberlin.